ioan stăncescu • sergiu ballif

METEOROLOGIE... FĂRĂ FORMULE

EDITURA ALBATROS

METEOROLOGIE... FĂRĂ FORMULE este o carte adresată tuturor celor care vor să înțeleagă fenomenele atît de diverse și de spectaculoase ce se petrec în atmosferă.

De la istoria îndepărtată a cercetării oceanului atmosferic pînă la epoca zborurilor cosmice, recordurile absolute pe glob sau din țara noastră ale temperaturilor, ploilor etc., explicarea fenomenelor atmosferice obișnuite sau ale unor curiozități meteorologice (ninsori colorate, ploi cu nuci de cocos), iată numai cîteva din deosebit de variatele subiecte abordate.

Volumul adună numeroase date științifice explicate pe înțelesul tuturor și într-un stil alert, ceea ce îi justifică pe deplin aprecierea unei **METEOROLOGII FĂRĂ... FORMULE.**

colecția

Lei 8,25

Încă de la apariţia sa pe Pămînt, omul a luat contact nemijlocit cu cele mai diferite fenomene ale naturii. Lumina şi căldura Soarelui, furtunile şi revărsările apelor, fulgerele şi tunetele, vînturile pustietoare l-au impresionat şi înspăimîntat deopotrivă. Şi, cum era şi firesc, a încercat zadarnic cu mijloacele sale modeste de înţelegere să le găsească o explicaţie. Dar nefiind în stare să le dezlege sensurile şi să lupte împotriva dezlănţuirilor naturii, şi-a format treptat convingerea că aceste fenomene sînt generate şi dirijate de fiinţe supranaturale, cărora spre a le „îmbuna" le aducea jertfe.

Cu timpul însă, lărgindu-şi tot mai mult orizontul limitat al cunoaşterii, omul încearcă să se desprindă din păienjenişul ideilor mistice şi să găsească o explicaţie — poate la început naivă — dar, oricum de altă natură decît cea divină, despre originea multiplelor fenomene ale atmosferei.

Şi astfel, cu mult înainte de începuturile civilizaţiilor antice, omul a intuit ciclicitatea naturii : anotimpurile, fazele Lunii, mişcarea aparentă a stelelor, calendarul vegetaţiei, obiceiurile animalelor etc.

Cunoştinţele acumulate i-au făcut pe oamenii acelor timpuri să devină tot mai stăpîni în lupta cu natura. Sînt suficiente urme ale începutului istoriei omenirii ce atestă că omul nu s-a adaptat niciodată pasiv mediului natural, n-a trăit, deci, într-o strînsă armonie cu natura, ci a încercat mereu să o modifice în folosul său.

Odată cu apariția primelor scrieri, legătura dintre generații devine mai trainică, anumite fapte ale trecutului putînd fi descifrate direct și nu doar prin transmiterea orală.

În multe din vechile scrieri apar și însemnări asupra vremii, mai cu seamă cele în legătură cu anumite fenomene, ce au avut urmări mai grave asupra locuitorilor acelor timpuri. Se înfiripau astfel începuturile unei noi științe, pe care vechii greci au denumit-o meteorologie. *Dar sfera acestei științe era pe atunci mult mai cuprinzătoare, înglobînd și o serie de fenomene astronomice, seismice și adesea chiar cele legate de erupțiile vulcanice.*

Treptat, prin introducerea observațiilor instrumentale, meteorologia a căpătat un suport material deosebit de necesar cunoașterii, tot mai aprofundate, a multiplelor fenomene ce iau naștere în cuprinsul atmosferei, devenind o știință de sine stătătoare, cu un conținut bine precizat.

În zilele noastre meteorologia a încetat să mai fie doar o știință contemplativă, care să se mărginească numai la a descrie fenomenele atmosferice, ci avînd o sferă foarte largă și complexă de cercetare, își aduce o reală contribuție la efortul general al științei mondiale.

Prin natura domeniului său de investigație, ce necesită colaborarea tuturor statelor lumii, meteorologia este cu adevărat una dintre cele mai internaționale științe, iar datele ce le furnizează necontenit asupra stării timpului de pe întreaga planetă, își găsesc utilitatea practică în cele mai diferite ramuri de activitate : transporturi, agricultură, construcții, turism, telecomunicații etc.

Reeditînd această carte, dorim să oferim publicului o lucrare, care fără să se înscrie în rigorile unui tratat de meteorologie, să evidențieze o bună parte din fenomenele

ce se petrec în spațiul atît de vast al atmosferei, adăugînd datele cele mai recente ale cercetărilor întreprinse în acest domeniu, bineînțeles, fără a avea pretenția că paginile ce urmează să epuizeze totul.

De aceea, cum e și firesc, vom păstra cărții același titlu : Meteorologie... fără formule.

AUTORII

DE LA SĂGEȚILE SCIȚILOR CONTRA CERULUI LA RACHETELE METEOROLOGICE

Obligat să se adapteze condițiilor naturale ale mediului, omul a trebuit să efectueze anumite munci care cu timpul au devenit din ce în ce mai complexe. Pe măsură ce preocupările și activitățile sale căpătau amploare, devenea o necesitate practică tot mai accentuată cunoașterea evoluției fenomenelor naturii. Dar, datorită „slăbiciunii" sale în fața naturii, slăbiciune izvorîtă din neputința de a-și explica majoritatea fenomenelor care deopotrivă îl impresionau și îl înfricoșau, s-au născut în conștiința omului concepții greșite referitoare la originea și apariția acestor fenomene. Faptul că nu putea să le reproducă sau să acționeze asupra lor cum ar fi dorit, l-a determinat să creadă că numai niște forțe superioare lui, le pot crea și dirija. Își imagina aceste forțe ca fiind niște ființe supranaturale, care puteau acționa nestingherite ori de cîte ori vroiau. Acestor ființe supranaturale omul le-a dat denumirea de zei. Lor le aduceau adeseori jertfe pentru „a le îmbuna", crezînd că astfel vor îndepărta stihiile cerului. Alteori, precum făceau sciții, aruncau săgeți otrăvite spre cer pentru a distruge forțele aducătoare de nenorociri, cum erau considerate grindina sau furtunile.

Credința în divinități, în forțe supranaturale s-a păstrat de-a lungul timpului chiar și pe treptele mai evoluate ale civilizației. De altfel mai există și astăzi unele populații ce locuiesc în adîncul pădurilor virgine, izolate de lume nu numai prin sute de kilometri, dar mai ales prin miile de ani de civilizație, care sînt tributare ideii că asupra fenomenelor naturii, bune sau rele, acționează zeii, cărora le aduc chiar jertfe umane. În antichitatea greacă și romană fiecare fenomen își avea zeul său. Odată cu apariția primelor îndeletniciri, oamenii au început să observe și mai atent natura încercînd să stabilească o legătură între aspectul

vremii la un moment dat și cel ce va fi în viitorul apropiat. Agricultorii erau cei mai interesați în a sesiza chiar și cele mai mici schimbări ale vremii și astfel, fără voia lor, pot fi considerați printre primii observatori ai vremii.

Pe măsură ce, prin procesul muncii, activitățile sale se diversificau devenind tot mai complexe, omul a simțit din ce în ce mai mult nevoia de a cunoaște natura. Agricultorii, crescătorii de animale, dar și navigatorii, prin felul preocupărilor lor, au început să observe mai atent mediul în care își desfășurau activitatea, căpătînd tot mai multe cunoștințe, devenind astfel mai puternici în lupta cu natura.

Vechii egipteni, urmărind ritmicitatea în care se produceau revărsările Nilului, au ajuns cu timpul să le prevadă, folosindu-le în obținerea unor recolte mai bogate prin irigații. Și locuitorii vechiului Babilon făceau observații asupra naturii, dovadă fiind inscripțiile pe lut ce datează din mileniul al III-lea î.e.n., găsite cu ocazia săpăturilor arheologice.

Neobosiți cărăuși ai mărilor, grecii antici aveau tot interesul de a cunoaște vremea pe perioade cît mai lungi, întocmind în acest scop calendare în care erau înscrise perioadele favorabile și nefavorabile navigației pe parcursul întregului an.

La fel și arabii utilizau cu perspicacitate musonii în lungile lor peripluri între peninsula arabică și sudul continentului asiatic.

Observațiile continue pe care oamenii au început să le facă asupra naturii i-au dus la concluzia că în natură există legi care guvernează toate fenomenele și că ele nu se produc deloc la întîmplare. Au ajuns astfel cu timpul să le diversifice, după locul unde se manifestau : în aer, în apă sau în pămînt, apărînd primele ramuri ale științelor naturii. Printre ele un loc aparte l-a ocupat știința observării stării timpului, pe care vechii greci au denumit-o *meteorologia* (de la cuvîntul „meteoron", care înseamnă în limba greacă : ceea ce se petrece în aer).

Grecii și romanii includeau în cadrul meteorologiei și fenomenele astronomice, vulcanice și seismice dar, pentru a le explica, acordau atmosferei rolul principal.

Renumitul geograf și călător al antichității *Herodot* (484—425 î.e.n.) face primele observații asupra aspectului

vremii. Dar cea mai valoroasă lucrare a acelor timpuri aparține învățatului grec *Aristotel* (384—322 î.e.n.) și este intitulată chiar „Meteorologia". Pentru prima dată apar o serie de însemnări asupra originii unor fenomene optice din atmosferă, cum sînt haloul și curcubeul.

Și alți învățați ai antichității, cum au fost *Teofrast* (378—287 î.e.n.) și *Hiparch* (161—127 î.e.n.), s-au preocupat de stabilirea originii unor fenomene meteorologice neexplicate pînă atunci. Ultimul, de pildă, a efectuat o serie de observații climatologice, încercînd să dea și o definiție a climei, sesizînd importanța radiației solare asupra scoarței terestre. Hiparch definea clima ca fiind incidența sub care razele Soarelui ating suprafața Pămîntului.

Geograful și istoricul *Strabo* (63 î.e.n. — 17 e.n.), în lucrarea sa „Geografia", completează definiția lui Hiparch, specificînd că înclinarea diferită sub care cad razele solare, distribuie inegal cantitatea de căldură primită de globul terestru. Tot în Grecia, *Claudiu Ptolomeu* (90—168), în lucrarea sa „Optica", explică fenomenul fizic al refracției atmosferice, menționînd diferitele erori ce se puteau produce în observația aștrilor. Și, pentru a confirma concluziile la care a ajuns, a întocmit tabele cu corecții aplicate la trei medii diferite : aer-apă, aer-sticlă și apă-sticlă.

La romani, *L. A. Seneca* (4 î.e.n. — 65 e.n.) se preocupă de fenomenele legate în special de electricitatea atmosferică, căutînd să arate mecanismul formării lor.

Dar nu numai învățații popoarelor europene au descris și explicat fenomenele meteorologice.

De pildă, în secolul al VIII-lea î.e.n., vechii locuitori de pe țărmurile răsăritene ale Mediteranei își imaginau că precipitațiile cad din niște imense rezervoare existente în cer, și că fiecare fenomen era dirijat de Jahve (Dumnezeu) după bunul său plac. Tunetele nu erau decît vocea lui Jahve, fulgerele erau săgeți ce le trimitea cu arcul, iar apariția curcubeului era interpretată ca potolirea mîniei sale.

În China, aproximativ în jurul anului 400, a apărut primul manual — dacă se poate numi astfel — de agrometeorologie, ce cuprindea sfaturi utile asupra culturii diferitelor plante în funcție de anotimpuri și de fenomenele specifice lor.

Pe la mijlocul secolului al VI-lea, învățatul indian *Varahamihira* scrie un tratat de astronomie, numit „Brhatsamhita", în care, printre altele, descrie și o serie de fenomene meteorologice (ploi, vînturi puternice, inundații etc), precum și evenimentele legate de ele.

La arabi, *Kindi* (800—873), autorul „Epistolelor", bazîndu-se pe concepțiile lui Aristotel, aduce explicații noi în ceea ce privește fenomenele meteorologice, pe care le atribuie acțiunii unor forțe fizice reale, făcînd în același timp și o clasificare a lor.

În Evul Mediu, datorită misticismului religios și inchiziției, se constată timp de multe secole o dezvoltare mai lentă în ceea ce privește cercetarea științelor naturii. Încercările de a da fenomenelor o explicație materialistă erau aspru pedepsite. Cu toate acestea o serie de reprezentanți ai Școlii de la Oxford, printre care și *Robert Grosseteste* (1175—1253), au adunat din vechile scrieri însemnările referitoare la fenomenele cerești și la cele meteorologice. Tot în Anglia, dar în secolul al XIV-lea, *William Merle*, rectorul universității din Driby, a efectuat primele observații meteorologice în Europa, pe care mai apoi le-a publicat.

Cunoștințele mai mult sau mai puțin exacte referitoare la natură dobîndite pînă la acea perioadă, au condus în cele din urmă la concluzia că timpul — sau vremea — este o manifestare complexă a fenomenelor ce se petrec în atmosferă. A apărut astfel necesitatea găsirii unor mijloace de determinare a variabilității unor elemente din natură, necesitate ce s-a concretizat prin inventarea unor instrumente de măsură.

În 1597, *Galileo Galilei* (1564—1642) inventează termometrul, sudînd la un balonaș de sticlă un tub subțire din același material. Celălalt capăt al tubului l-a introdus într-un vas cu apă. Încălzind și răcind consecutiv balonul, apa din tub a început să se ridice și să coboare. Dar acest instrument rudimentar era sensibil nu numai la variațiile temperaturii, dar și ale presiunii cu care aerul apăsa asupra apei din vas. Ulterior, instrumentului inventat de Galilei i s-au adus modificări de către *Ferdinand al II-lea de Medicis, duce de Toscana* (1610—1670), care a înlocuit apa din balonaș cu alcool, iar capătul tubului l-a astupat cu un dop, pentru ca aerul să fie împiedicat de a-și mai exer-

cita presiunea. Dar nici cu aceste modificări termometrul respectiv nu putea fi folosit la măsurători, deoarece nu avea scală. Au fost făcute diferite propuneri de divizare a scalei termometrului și de fixare a punctelor extreme: punctul de fierbere al uleiului — pentru extrema pozitivă — și amestecul dintre sare și gheață — pentru extrema negativă —, temperatura corpului omenesc sau pur și simplu zilele cele mai călduroase și cele mai friguroase ale anului. Pînă la urmă s-au ales ca puncte extreme punctul de fierbere și de îngheț al apei.

Tot în Italia, în 1639, *Benedetto Castelli* a inventat pluviometrul, aparat de măsură a precipitațiilor, care fusese utilizat sub o formă rudimentară încă din secolul al IV-lea î.e.n. în India.

Un alt pas important în ceea ce privește progresul meteorologiei în această perioadă l-a constituit inventarea barometrului de către *Evangelista Torricelli* (1608—1647), în 1643. Trebuie remarcat faptul că acest aparat a rămas aproape neschimbat pînă astăzi. Vrînd să-și argumenteze o dispută științifică pe care a avut-o cu mentorul său Galilei, referitoare la secarea unei fîntîni din Florența, Torricelli a construit un aparat format dintr-un tub de sticlă în care a introdus mercur și pe care l-a închis la un capăt, iar pe celălalt l-a introdus într-un vas plin, de asemenea, cu mercur. A observat astfel că nivelul coloanei de lichid din tub coboară pînă la o înălțime la care se stabilește un echilibru între aceasta și presiunea cu care aerul atmosferic apasă asupra mercurului din vas. Torricelli nu a făcut altceva decît să dovedească practic valabilitatea teoriei francezului *Blaise Pascal* (1623—1662), care, în 1642, a afirmat că aerul exercită o presiune asupra tuturor corpurilor de pe suprafața Pămîntului. Pascal, folosind barometrul lui Torricelli, efectuează măsurători ale presiunii atmosferice în Franța, iar mai apoi și în Suedia.

În 1654, *Otto von Guericke* (1602—1686) pune și el în evidență efectul presiunii atmosferice printr-o experiență rămasă în analele fizicii ca „experiența emisferelor de Magdeburg".

În 1659, fizicienii *Robert Boyle* (1627—1691) și *Edmé Mariotte* (1620—1684), efectuînd independent unul de altul cercetări, au stabilit legea referitoare la relația dintre

volum și presiune și au ajuns la concluzia că presiunea aerului în condiții normale scade în raport cu înălțimea.

În Anglia, *Robert Hooke* (1635—1703) inventează în 1684 primul aparat de măsură a vitezei vîntului, anemometrul cu palete. În același an, italianul *Francesco Folli* construiește higrometrul, instrument de măsurare a umidității aerului.

În 1686, *Edmond Halley* (1656—1742), reputat astronom englez, la întoarcerea sa dintr-un voiaj în emisfera sudică, dă o primă explicație asupra musonilor și alizeelor, întocmind și prima hartă climatologică a lumii.

În 1717, *Daniel Gabriel Fahrenheit* (1686—1736) face prima gradație a termometrului inspirîndu-se după scala astronomului danez *Roemer* (1644—1710), folosind totodată pentru prima oară mercurul în tubul termometric. În 1730, *René Antoine Ferchault de Réaumur* (1683—1757) face o notație a termometrului de la 0° la 80°. În 1741 *Anders Celsius* (1701—1744), fizician suedez, construiește termometrul centigrad folosind 0° pentru punctul de fierbere a apei și 100° pentru punctul de îngheț. În 1745 *Carl von Linné* (1707—1778) inversează sensul scării lui Celsius.

În ceea ce privește observațiile meteorologice organizate, un pas important s-a făcut prin înființarea la Florența, în 1720, a „Academiei experienței". S-au trimis unor colaboratori voluntari din mai multe orașe europene instrucțiuni pentru observarea și înregistrarea unor date meteorologice referitoare la presiune, temperatură, umezeala aerului, direcția și viteza vîntului, precum și la aspectul general al cerului. Observațiile erau notate în niște tabele speciale. Cele mai complete și numeroase au fost cele trimise din orașele Bologna, Parma, Innsbruck, Paris și Varșovia.

În aceeași perioadă au început să se efectueze observații și în partea răsăriteană a Europei. Astfel, în Rusia, în 1730, *Vitus Behring* (1681—1741) înființează prima rețea de stații meteorologice.

În 1774, agronomul și meteorologul francez *Louis Cotté* (1740—1815) redactează unul din primele tratate de meteorologie.

Treptat observațiile meteorologice organizate iau o amploare tot mai mare, înființîndu-se la Mannheim, în

Germania, în 1780, „Societas Meteorologica Palatina", condusă de Academia din acel oraș. Grupînd un număr de 39 de stații meteorologice dintre care 14 în Germania, iar restul din Austria, Elveția și Franța, societatea a uniformizat metodologia efectuării observațiilor cît și prelucrarea datelor rezultate. A funcționat pînă în 1795, cînd s-a desființat. Pe baza datelor din anul 1783, *H. W. Brandes* întocmește, în 1820, la Leipzig, prima hartă sinoptică.

Sfîrșitul secolului al XVIII-lea și începutul secolului al XIX-lea aduce, prin aportul unor mari naturaliști ai timpului, noi ipoteze și teorii referitoare la zonarea climei Pămîntului. Astfel, *Carl von Linné* în Laponia, *Louis Raymond de Carbonniéres* (1753—1827) în munții Pirinei și *Alexander von Humboldt* (1769—1859) în America de Sud efectuează numeroase observații meteorologice, reliefînd prin lucrările lor interdependența dintre tipurile de climă și de vegetație în diferite zone ale Pămîntului.

În ceea ce privește cooperarea internațională în domeniul meteorologiei primul pas s-a făcut în 1853, prin organizarea, la Bruxelles, a Conferinței internaționale de Meteorologie Maritimă, din inițiativa unuia dintre întemeietorii oceanografiei ca știință, *M. F. Maury* (1807—1873), cel care întocmise în 1842 prima hartă a curenților marini. Acestei conferințe i-au urmat două Congrese Internaționale de Meteorologie. Primul s-a ținut între 2—16 septembrie 1873 la Viena, unde au participat 29 de meteorologi din 14 țări. Lucrările acestui Congres au fost conduse de cei mai de seamă reprezentanți ai meteorologiei mondiale din acel timp : Buys-Ballot, Scott, Bruhns, Wild etc. S-au stabilit atunci o serie de măsuri în legătură cu orele de observație, cu schimburile de informații meteorologice și cu etalonarea și verificarea periodică a instrumentelor.

La al doilea Congres Internațional de Meteorologie, organizat în 1879, la Roma, au participat 40 de reprezentanți din 18 țări. S-a ales cu acest prilej Comitetul Meteorologic Internațional și s-a inițiat primul An Polar Internațional (1882—1883) deschizîndu-se astfel drumul către cooperarea în cercetarea științifică internațională.

Tot în a doua parte a secolului al XIX-lea au luat ființă în Europa primele servicii meteorologice naționale. În 1851, la Viena, s-a înființat Institutul Meteorologic de pe lîngă Academia de Științe pe baza observațiilor ce se

efectuau la 94 staţii meteorologice. In 1855 se înfiinţează Serviciul Meteorologic Francez, iar în 1862 ia fiinţă, în Germania, Institutul Meteorologic Maritim. În 1864 se organizează şi Institutul Meteorologic în Elveţia, iar în 1879 Oficiul Central de Meteorologie al Italiei.

Sfîrşitul secolului al XIX-lea reprezintă un progres pentru meteorologie prin efectuarea primelor măsurători meteorologice în altitudine, numai cu ajutorul instrumentelor, fără prezenţa omului. Acestea au avut loc în Anglia efectuîndu-se la început măsurători asupra temperaturii aerului la diferite înălţimi cu ajutorul unor zmee la care se ataşau termometre. Apoi, au început să se construiască zmee speciale, confecţionate dintr-un schelet metalic, pe care era fixată o pînză uşoară şi rezistentă. De cele mai multe ori aveau o formă de prizmă, iar ca dimensiune puteau ajunge pînă la 2 m. Odată cu perfecţionarea lor şi pe măsură ce apăreau altele noi instrumentele au devenit din ce în ce mai numeroase şi voluminoase, astfel că zmeele erau nevoite să ridice greutăţi din ce în ce mai mari. A fost necesar să se construiască un instrument care să înregistreze mai multe elemente meteorologice deodată : presiunea, temperatura şi umezeala aerului. Astfel a fost inventat *meteorograful*.

Tot în acea perioadă începe efectuarea primelor măsurători în altitudine, cu ajutorul balonului. Primele încercări au fost făcute în Franţa, baloanele fiind umplute la început cu aer cald. Mai tîrziu în locul aerului cald au fost utilizate gaze mai uşoare ca aerul (hidrogen, heliu) ceea ce a dus la micşorarea volumului balonului, crescînd totodată şi forţa sa ascensională. Deoarece cu ajutorul lor se puteau efectua măsurători la altitudine baloanele respective au căpătat denumirea de baloane-sondă.

La începutul secolului al XX-lea un alt important pas — şi pentru cercetările meteorologice — l-a constituit construirea primului aparat de zbor cu motor în 1903. Însă, în paralel cu dezvoltarea aviaţiei s-au adus noi perfecţionări baloanelor. În 1930, profesorul elveţian *Auguste Piccard* (1884—1962) a construit primul stratostat, un balon special amenajat pentru ascensiune la mari înălţimi. În acelaşi an, aproape concomitent, *D. A. Molceanov* în Uniunea Sovietică, *Jean Lugeon* în Elveţia, *H. Lange* în Germa-

nia, *Bureau* și *Idrac* în Franța construiesc primele radiosonde, care vor juca un mare rol în cercetarea atmosferei.

Pe baza observațiilor asupra norilor superiori și aurorelor polare s-au putut stabili noi date privind straturile superioare ale atmosferei.

În deceniul al V-lea al secolului nostru au fost lansate primele rachete meteorologice, purtătoare de aparatură capabilă să măsoare anumiți parametri meteorologici la mari înălțimi. În ceea ce privește cercetarea globală a atmosferei, o etapă nouă s-a deschis în meteorologie odată cu lansarea la 4 octombrie 1957 în Uniunea Sovietică a primului satelit artificial al Pămîntului, căruia i-au urmat diferite serii de sateliți meteorologici lansați de U.R.S.S., S.U.A., Marea Britanie, Franța, Japonia, R. F. Germania etc.

Atît rachetele cît și sateliții meteorologici sînt dotați cu echipament special care la anumite înălțimi și intervale transmit o serie de date asupra parametrilor atmosferici. Sateliții meteorologici au deschis drumul unor investigații științifice deosebit de bogate și promițătoare. Cu ajutorul lor avem o imagine globală a atmosferei terestre, prilejuind în același timp o serie de studii asupra radiațiilor infraroșii, grosimii și stratificării termice a atmosferei, a nebulozității etc. Rolul din ce în ce mai activ al meteorologiei pe plan internațional mai este realizat și de faptul că numărul țărilor membre ale Organizației Meteorologice Mondiale (O.M.M.) a crescut de la an la an. În 1951, cînd a luat ființă O.M.M., instituție specializată a O.N.U. în ceea ce privește cooperarea mondială în meteorologie, au fost afiliate 40 de țări, pentru ca în 1959 numărul lor să ajungă la 100, iar în 1978 să fie de 150. Sub îndrumarea O.M.M. s-au organizat o serie de programe de cercetări internaționale cum ar fi : Anul Geofizic Internațional (1957—1958), Anul Soarelui Calm (1964—1966), precum și altele referitoare la cercetarea atmosferei terestre (G.A.R.P., E.T.G.A., P.E.M.B. etc.).

Pentru a ne da seama de amploarea activității meteorologice mondiale este cazul să amintim că în 1980 se efectuau peste 120 000 de observații asupra parametrilor meteorologici la nivelul solului și circa 11 000 de observații aerologice la cele aproximativ 9 000 de stații meteorologice răspîndite pe suprafața planetei noastre. În momen-

tul de față, datorită dezvoltării tehnicii de construire a mijloacelor automate de transmisie la distanță, în zonele în care densitatea stațiilor meteorologice este foarte mică sau chiar lipsesc (marile catene muntoase, calotele glaciale, deșerturile, suprafața mărilor și oceanelor) se procedează la amplasarea unor stații automate de transmitere a datelor la distanță.

Cei mai de seamă specialiști ai acestei discipline își aduc contribuția la dezvoltarea meteorologiei prin studii și cercetări pe care le efectuează la scară regională sau planetară. Un alt obiectiv care se află în atenția O.M.M-ului este formarea cadrelor de specialiști prin organizarea unor cursuri internaționale de specializare. De asemenea există un permanent schimb de date și aparatură meteorologică între toate țările afiliate O.M.M.-ului.

*

Primele observații cu privire la clima țării noastre s-au păstrat sub forma unor descrieri făcute de locuitorii acestor meleaguri sau de călătorii ce se aflau în trecere, și care, printre altele, și-au notat și diferite aspecte referitoare la vreme.

Bunăoară, în versurile marelui poet latin *Publius Ovidius Naso* (43 î.e.n. — 18 e.n.) se găsesc descrieri ale iernilor din Dobrogea despre care poetul spunea că sînt deosebit de aspre, făcînd să înghețe apele Pontului Euxin și vinul în ulcioare.

Fenomene meteorologice deosebite sînt consemnate și în „Cronica orașului Brașov", cum ar fi, de pildă, inundațiile din 1593 și 1579, grindina din 1645, seceta din 1718. Cronicarul *Grigore Ureche* (c. 1590—1647), în „Letopisețul Țării Moldovei", amintește de secetele din anii 1718 și 1728.

Dar primele observații meteorologice din țara noastră au fost efectuate abia către sfîrșitul secolului al XVIII-lea, la Iași, de către medicul militar rus *Lerch*, în 1770. Mai tîrziu, la București, începînd din 1803 și pînă în 1828, doctorul *Constantin Caracaș* (1773—1828) face observații asupra temperaturii aerului. A existat și o publicație intitulată „Albina Românească" care nota periodic rezultatele unor observații meteorologice și descrierea unor fenomene mai deosebite.

Tot la București, la Colegiul Sf. Sava, prof. *Petrache Poenaru* (1799—1845) organizează, în 1836, efectuarea unor observații meteorologice asupra presiunii, temperaturii și umezelii aerului, care sînt continuate, după 1856, prin străduania dr. *Iuliu Barașs* (1815—1863) și dr. *Carol Davilla* (1828—1884). Rezultatele observațiilor erau trimise și prof. *O. Hann* la Viena.

La Iași, profesorul *Teodor Stamati* (1812—1852) efectuează între anii 1839—1840 observații meteorologice de două ori pe zi asupra temperaturii, presiunii, vîntului și a stării generale a cerului. Și tot la Iași, între 1843—1858, în „Gazeta de Moldavia" apăreau și valorile măsurate asupra temperaturii aerului.

În 1859, Comisia Europeană a Dunării înființează la Sulina prima stație meteorologică din România, care avea drept scop furnizarea de date meteorologice necesare navigației la gurile de vărsare a Dunării.

La 20 iunie 1874, inginerul francez *Villemont*, angajat al unei societăți străine la noi în țară, construiește împreună cu ofițerii C. Poienaru, I. Lahovary și M. Dumitrescu, balonul „Mihai Viteazul" efectuînd cu toții o ascensiune care avea drept scop și observații meteorologice, folosind două barometre, un termometru și un hidrometru.

În perioada 1877—1881, la Iași, *Petre Poni* (1841—1925) face o serie de observații meteorologice, cu ajutorul instrumentelor donate de Academia Română.

În 1878, *Ștefan Hepites* (1851—1922) înființează în orașul Brăila a doua stație meteorologică din România, la care observațiile se execută conform hotărîrilor Primului Congres Internațional de Meteorologie de la Viena, adică din oră în oră, zilnic, în intervalul 6—22.

Observații meteorologice s-au efectuat și în Transilvania. Astfel, la Sibiu, între 1789—1797, farmacistul *P. Sigerus* a făcut observații meteorologice pe care le-a publicat în „Gazeta Transilvaniei". Este de remarcat că stația meteorologică Sibiu are cel mai lung șir de observații din țara noastră, continuate cu mici întreruperi de la sfîrșitul secolului al XVIII-lea pînă în zilele noastre. Observații meteorologice au mai fost efectuate la Cluj, între 1833—1845, de către *A. Hornai* și *A. Berde* și între 1866—1874 de *G. Benedek*.

Prima acțiune de înființare și extindere a rețelei meteorologice a fost inițiată de către Ștefan Hepites în 1878, cînd a organizat un număr de 12 posturi pluviometrice în județul Brăila, la care a adăugat alte 10 posturi, în 1882, în principalele orașe-porturi dunărene.

Dar unul din cei mai importanți pași din istoria meteorologiei din România a fost realizat prin înființarea, la 30 iunie 1884, a Institutului Meteorologic, cu sediul într-o clădire de pe Dealul Filaretului din București și avînd ca director pe Ștefan Hepites. La data înființării institutului existau în țară doar un număr de 3 stații meteorologice : Sulina, Brăila și București (în localul Școlii Centrale de Agronomie de la Herăstrău) și un număr de 22 de posturi pluviometrice. După crearea Institutului Meteorologic au luat ființă stațiile meteorologice Giurgiu, Galați, Turnu Severin, Constanța, Balota, Craiova, Roman și Iași.

La 1 ianuarie 1889, la București se înființează stația meteorologică Filaret, ale cărei observații sînt continuate fără întrerupere pînă astăzi.

Ștefan Hepites a fost nu numai principalul organizator al rețelei meteorologice din țara noastră, dar totodată și unul dintre cei mai de seamă animatori ai acestei științe, preocupîndu-se atît de lărgirea continuă a rețelei meteorologice, de introducerea metodologiilor noi în observații, de folosirea unei aparaturi cît mai perfecționate, precum și de inițierea primelor publicații ale Institutului Meteorologic. Acestea au fost „Analele Institutului Meteorologic" și „Buletinul Lunar" în care Ștefan Hepites a publicat peste 150 de lucrări și articole. În același timp Ștefan Hepites a participat la numeroase congrese și reuniuni internaționale de meteorologie, geofizică, seismologie și astronomie în calitate de membru al Academiei Române și de director al Institutului Meteorologic.

După primul război mondial, România este afiliată la Organizația Internațională Meteorologică, Institutul Meteorologic făcînd parte din Direcția Superioară a Aeronauticii. Sub direcția profesorului *Enric Otetelișanu* (1885—1948) s-a dat un nou impuls cercetării meteorologice în țara noastră, înființîndu-se, în 1924, primul serviciu de prognoză a timpului pentru un interval de 24 de ore. În scopul deservirii cu date meteorologice a aviației a apărut necesitatea ca și în alte zone ale țării să se elaboreze prevederi

ale timpului pe scurtă durată, înființîndu-se în acest scop o serie de centre regionale la Constanța, Cluj și Iași. S-au făcut de asemenea o serie de studii și cercetări asupra unor parametri meteorologici în diferite regiuni ale țării.

În anul 1939 rețeaua meteorologică a țării noastre cuprindea un număr de 30 de stații sinoptice, 180 de stații climatologice și 1 100 posturi pluviometrice. În scopul obținerii de date și din altitudine, necesare navigației aeriene, în 1942 se utilizează pentru prima oară la noi în țară radiosonda și se efectuează observații aerologice.

După 23 August 1944 au fost realizate o seamă de obiective privind buna organizare a rețelei meteorologice (în paralel cu diversificarea observațiilor și direcțiilor de cercetare), ca urmare a sarcinilor tot mai complexe ce revin Institutului Meteorologic, avînd în vedere numeroasele ramuri ale economiei naționale (agricultură, transporturi, industrie) pe care trebuie să le deservească. Astfel, din 1949 în cadrul Institutului Meteorologic ia ființă observatorul de fizică a atmosferei, iar în 1950 laboratorul de agrometeorologie.

Specialiștii institutului au abordat teme de cercetare referitoare la îmbunătățirea calității observațiilor, la perfecționarea aparaturii, diferite studii climatologice și de prognoză a timpului etc. De asemenea a fost întocmit un studiu de dezvoltare a rețelei meteorologice pe baze științifice, avînd ca scop atingerea unei densități optime și găsirea unor amplasamente cît mai reprezentative pentru viitoarele stații meteorologice. În locuri greu accesibile s-au instalat stații meteorologice automate de concepție proprie, iar în multe zone din țară au fost montate radare meteorologice în scopul depistării formațiunilor noroase și a precipitațiilor. Paralel cu folosirea aparaturii moderne se depun eforturi în privința dotării cu mijloace moderne de transmisie a datelor, în scopul automatizării și asigurării unui flux continuu de informații meteorologice.

S-au efectuat numeroase studii asupra dinamicii atmosferei, iar în domeniul prevederii timpului există o colaborare fructuoasă cu serviciile meteorologice ale aviației și cu Organizația Internațională a Aviației Civile. În 1962 s-au întocmit două mari lucrări care cuprind date referitoare la clima țării noastre : „Clima R.P.R." și „Atlasul Climatologic".

Pentru înlesnirea activității de cercetare, ținîndu-se seama de strînsa legătură dintre fenomenele meteorologice și regimul hidrologic, în 1970, a luat ființă Institutul de Meteorologie și Hidrologie, care coordonează și îndrumă din punct de vedere științific și metodologic întreaga rețea de stații meteorologice și hidrologice din țară. Prin elaborarea prognozelor meteorologice și hidrologice, prin avertizările date la timp asupra producerii unor fenomene hidrometeorologice periculoase, prin studiile elaborate ce-și găsesc o aplicabilitate practică în amplasarea cît mai judicioasă a diferitelor obiective industriale, în sistematizarea rurală și urbană, în construcții hidrotehnice și în multe alte domenii, datele furnizate de Institutul de Meteorologie și Hidrologie se dovedesc a fi deosebit de utile diferitelor ramuri ale economiei naționale. În momentul de față rețeaua meteorologică a țării este formată dintr-un număr de 170 de stații meteorologice și de peste 1500 posturi pluviometrice.

Făcînd parte din O.M.M., I.M.H. participă la diferite programe internaționale de cercetare cu teme referitoare la sinoptică, climatologie, fizica atmosferei și agrometeorologie.

Întreaga noastră activitate este influențată de schimbările care se petrec zilnic în cuprinsul atmosferei, acest imens manșon ce învăluie Pământul și pe care oamenii de știință — prin analogie cu învelișul lichid al planetei — l-au mai denumit și *ocean aerian*. Atmosfera constituie de fapt obiectul de studiu al meteorologiei.

Dintre toate planetele sistemului solar, doar Pământul beneficiază de un înveliș gazos, care a favorizat cu adevărat dezvoltarea vieții plantelor și animalelor, ce au evoluat de-a lungul a miliarde de ani, pînă la formele pe care le întîlnim astăzi. Chiar dacă cercetările mai recente, întreprinse cu ajutorul sondelor spațiale, în cuprinsul sistemului solar au dovedit că și alte planete : Venus, Marte, Jupiter și Saturn ar fi înconjurate de un înveliș gazos, „atmosfera" acestora este departe de a corespunde condițiilor de viață, de care beneficiază Pământul.

Atmosfera reprezintă, după majoritatea cercetătorilor, o consecință a proceselor complexe ce au avut loc în cuprinsul materiei cosmice din care s-a format — în urmă cu aproape cinci miliarde de ani planeta noastră — fiind de fapt un rest al materiei gazoase din care era alcătuit la început Pământul. Atmosfera terestră nu numai că întreține viața pe planeta noastră, dar face posibilă păstrarea și redistribuirea căldurii și umezelii, producerea și propagarea fenomenelor luminoase, acustice și meteorologice din cuprinsul său.

Ce s-ar întîmpla oare dacă Pământul n-ar fi protejat de învelișul atmosferic ? În primul rînd asupra lui ar acționa în voie, în timpul zilei, razele arzătoare ale Soarelui iar temperatura ar depăși 100°C. Noaptea, dimpotrivă, ar domni un ger năprasnic cu temperaturi mult sub —100°C.

Cerul ar fi veşnic negru, iar trecerea de la noapte la zi, sau de la zi la noapte, s-ar face brusc, fără frumuseţea şi farmecul de neasemuit al aurorii sau al amurgului. N-ar mai exista norii atît de feluriţi ca formă şi culoare, cînd grei şi ameninţători dinaintea ploii, cînd presăraţi ca nişte ghemotoace de vată pe întinsul fără margini al cerului albastru. Nici ploile scurte şi repezi de vară sau lungi şi domoale de toamnă n-ar mai cădea pe Pămîntul uscat şi sterp lipsit de orice formă de viaţă. Nici măcar blînda adiere a zefirului nu s-ar mai simţi pe suprafaţa planetei noastre. Şi astfel, Pămîntul s-ar asemăna întru totul cu astrul nopţilor noastre, Luna.

Datorită faptului că învelişul atmosferic se prezintă ca o masă gazoasă invizibilă, cu greu ne putem da seama de existenţa sa. Dacă, însă, urcăm spre înălţimi ce depăşesc cu mult crestele Carpaţilor noştri, treptat vom simţi din ce în ce lipsa aerului.

De asemenea, în marile centre urbane puternic industrializate, gradul de impurificare a aerului este atît de ridicat, încît poluează intens atmosfera pe mari întinderi, constituind adesea un deosebit pericol pentru sănătatea celor ce locuiesc în zonele respective.

În regiunile mai apropiate de polii Pămîntului şi mai rar la latitudinile înalte ale zonei temperate, atmosfera capătă adesea, în lungile nopţi de iarnă, un colorit cu totul aparte, pe care cei ce-l văd prima oară nu-l vor uita niciodată. Sînt neasemuitele aurore polare, cel mai feeric spectacol pe care îl plăsmuieşte oceanul aerian.

Alteori, pe întinsele deşerturi ale planetei, sub razele fierbinţi ale Soarelui, aerul de deasupra nisipurilor „desenează" imagini amăgitoare, ce iau forma unor cetăţi sau a unor oaze, înconjurate de trunchiurile svelte ale palmierilor.

Iar cînd blînda adiere a vîntului se transformă uneori într-o cumplită vijelie, din nou ne putem da seama de existenţa atmosferei. Şi nu greşim deloc dacă denumim atmosferă întregul înveliş gazos al planetei noastre, chiar şi cel din imediata apropiere a solului, deşi sîntem deseori tentaţi să atribuim această noţiune numai atunci cînd ne referim la aerul din înălţime.

Element sau amestec de gaze ?

Învățații lumii antice considerau aerul un element sau un corp simplu. Alături de apă, pămînt și foc, aerul alcătuia unul din cele patru elemente fundamentale ale materiei, din care rezultau toate celelalte corpuri. Abia în secolul al XVIII-lea savantul francez *Antoine Laurent Lavoisier* (1743—1794) a efectuat o experiență devenită celebră, prin care a dovedit că aerul nu este un corp simplu. Într-un vas închis, conținînd un anumit volum de aer, el a încălzit mercur și timp de 12 zile a observat cum „argintul viu" s-a acoperit treptat cu un strat roșiatic prăfos, iar volumul de aer s-a redus. Praful roșiatic nu era altceva decît oxidul de mercur rezultat din unirea mercurului cu oxigenul din aer, iar gazul rămas, azotul, apărea ca un gaz irespirabil și impropriu întreținerii arderilor. Cîntărind apoi oxidul roșu de mercur rezultat, Lavoisier a obținut exact volumul de gaz cu care se micșorase inițial volumul de aer. Gazul respectiv, care întreținea arderea, era oxigenul. Dacă se amesteca cu azotul rămas în balon, se reconstituia aerul atmosferic. Deci, s-a demonstrat că aerul atmosferic nu este un corp simplu și nici o combinație de gaze, ci un amestec de gaze constituit cel puțin din azot și oxigen.

Ceva mai tîrziu, chimistul și fizicianul francez *Louis Joseph Gay-Lussac* (1778—1850) a probat că în aer proporția de azot atinge 79,2% iar cea de oxigen 20,8%. Către sfîrșitul secolului al XIX-lea, *William Ramsay* (1852—1916), chimist englez de renume mondial, laureat al Premiului Nobel (1904) și membru de onoare al Academiei Române, descoperă împreună cu *John William Strutt — lord Rayleigh* (1842—1919), de asemenea laureat al Premiului Nobel (1904), că în aerul atmosferic mai există încă o serie de constituienți : argonul, heliul, kriptonul, neonul și xenonul, care alcătuiesc grupa gazelor rare, numite de unii și gaze nobile, datorită faptului că prezintă o mare inerție chimică și nu intră în combinație cu nici un corp. Alături de grupa azot și oxigen și de gazele rare, aerul atmosferic mai conține și alte gaze în cantități foarte mici, înscrise oficial de Organizația Meteorologică Mondială pe lista gazelor care intră în compoziția atmosferei. (tabelul 1).

PROPRIETĂȚILE COMPONENȚILOR AERULUI USCAT

Denumirea gazului	Densitatea g/cm³	Conținut în aer (%)		Greutatea moleculară
		în volum	în greutat.	
1. Azot	0,96	78,09	75,52	28,02
2. Oxigen	1,05	20,95	23,15	32,00
3. Argon	1,38	0,93	1,28	39,94
4. Bioxid de carbon	1,53	0,03	0,05	44,01
5. Neon	1,69	$1,8 \cdot 10^{-3}$	—	20,18
6. Heliu	0,14	$5,24 \cdot 10^{-4}$	—	4,00
7. Kripton	2,87	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	84,17
8. Hidrogen	0,07	$5,0 \cdot 10^{-5}$	—	2,02
9. Xenon	4,5	$8,0—10^{-6}$	—	131,3
10. Ozon	1,6	$1,0 \cdot 10^{-6}$	—	48,0
11. Radon	7,6	$6,0 \cdot 10^{-18}$	—	222,0
12. Aer uscat	$1,293 \cdot 10^{-3}$	100	100	28,97

Urmărind datele înscrise pe acest tabel observăm că primele trei componente de bază ale aerului *(azotul, oxigenul* și *argonul)* reprezintă 99,97% din întregul volum al atmosferei.

Bioxidul de carbon (CO_2) fiind un gaz mai greu decît aerul se găsește în cea mai mare cantitate în apropierea suprafeței terestre, în timp ce la înălțimi ce depășesc 20 km prezența sa este practic neglijabilă. Interesant de menționat că bioxidul de carbon este identificat în proporție ridicată în zonele industriale ca urmare a arderii combustibilului mineral, unde poate ajunge chiar și pînă la 0,04% din volumul aerului atmosferic. De asemenea, datorită proceselor biologice din care ia naștere, îl întîlnim în cantitate mai redusă ziua decît noaptea. În ultima vreme s-a constatat o creștere cu aproape 10% a cantității de bioxid de carbon din atmosferă datorită dezvoltării tot mai impetuoase a activității industriale, creștere aparent neglijabilă,

dar destul de importantă privind unele modificări în echilibrul climatic al globului.

Cu toate acestea bioxidul de carbon nu este un gaz toxic, favorizînd creşterea vegetaţiei prin contribuţia pe care o are în procesul fotosintezei. În acelaşi timp CO_2 din atmosferă serveşte drept ecran original al naturii, care împiedică pierderea căldurii eliberată de planeta noastră spre spaţiul cosmic.

Dintre ceilalţi componenţi ai aerului atmosferic, cu o pondere foarte redusă, un loc aparte îl ocupă *ozonul* (O_3), o formă alotropică a oxigenului, avînd molecula alcătuită cu 3 atomi de oxigen. Prezenţa sa se face resimţită în timpul furtunilor de vară, cînd ia naştere chiar în imediata apropiere a solului, ca urmare a descărcărilor electrice. În limba greacă veche ozon înseamnă de fapt „puternic mirositor".

Însă cea mai mare parte a ozonului se află în straturile superioare ale atmosferei, unde se formează sub influenţa radiaţiilor solare ultraviolete. De accea şi cantitatea de ozon din cuprinsul oceanului aerian este mai mare în timpul zilei, decît noaptea. Ozonul formează adevărate benzi protectoare în calea radiaţiilor solare de undă mică, care dacă ar ajunge direct la suprafaţa Pămîntului, ar transforma-o în numai cîteva minute într-un pustiu lipsit de orice urmă de viaţă. Iată deci cît de important este rolul acestui gaz pentru întreţinerea vieţii, cu toate că proporţia sa în cuprinsul atmosferei este cu totul infimă : dacă ar fi transportat la sol la o temperatură de 0°C şi la presiune normală, abia ar forma un strat cu o grosime medie de 3 mm !.

Alături de gazele descrise în tabel, atmosfera mai conţine *vapori de apă* şi o serie de *impurităţi* (praf, fum, bacterii, polen etc). Conţinutul în vapori de apă al oceanului aerian diferă bineînţeles de la un loc la altul, fiind mult mai mare în regiunile acoperite de păduri, deasupra mărilor şi oceanelor şi foarte redus în zona marilor deşerturi. De asemenea, el diferă de la un anotimp la altul sau chiar de la o zi la alta. Cea mai mare cantitate de vapori de apă din cuprinsul atmosferei se află între suprafaţa solului şi înălţimea de 5 km. În funcţie de conţinutul în vapori de apă din aer, iau naştere ceaţa şi norii, care generează cele mai importante fenomene atmosferice.

Vaporii de apă împreună cu bioxidul de carbon absorb căldura radiată de suprafața Pămîntului și o mențin în straturile joase ale atmosferei, unde sînt condițiile cele mai favorabile vieții. Dacă aceste gaze n-ar exista, temperatura medie a aerului la suprafața globului ar scădea de la 14,5°C cît este în prezent, la —23°C.

În privința impurităților s-au făcut în ultima vreme studii foarte amănunțite, deoarece odată cu dezvoltarea tot mai mare a industriei în multe țări ale lumii, creșterea necontenită a gradului de poluare a aerului din cauza fumului și a gazelor eliminate de coșurile fabricilor și uzinelor, a devenit o adevărată problemă de stat. Pentru a ne da mai bine seama ce înseamnă aer poluat, viciat de impurități, să amintim numai faptul că deasupra mărilor și oceanelor un metru cub de aer conține abia 100—150 firicele de praf, în zonele montane pînă la 300—400 particule, în timp ce deasupra marilor centre industriale conținutul acestora să atingă chiar 40 000—60 000 particule, ajungînd și pînă la 100 000.

Cît cîntărește aerul ?

Multă vreme s-a crezut că atmosfera n-ar avea greutate. Acest fapt s-a datorat experienței făcute de *Aristotel*, care, așezînd pe platanul unei balanțe o bășică de bou dezumflată și cîntărind-o, a constatat că după ce a introdus aer în interiorul ei, echilibrul balanței a rămas neschimbat. Aristotel a omis însă faptul că bășica umplută cu aer și-a micșorat greutatea tocmai cu cît cîntărea aerul introdus, conform bine cunoscutului principiu al lui *Arhimede* (c. 287—212 î.e.n.). Dar Arhimede nu se născuse încă !

Nimeni n-a mai tulburat secole de-a rîndul constatarea pe care o făcuse unul dintre cei mai mari învățați ai antichității. Abia după vreo 2 000 de ani, în 1640 *Galileo Galilei* a dovedit pe cale experimentală că aerul are greutate. Pentru aceasta, în loc să folosească o bășică de bou, care își mărea volumul atunci cînd se introducea aer în interiorul ei, Galilei s-a servit de un balon de sticlă în care a comprimat aer. Și balanța s-a dezechilibrat, dovedind astfel greutatea aerului.

Dacă aerul are greutate, înseamnă că exercită o presiune asupra tuturor corpurilor care se găsesc „cufundate" în el. Acest fapt a fost dovedit cu ajutorul primului barometru construit de către Torricelli. Forța cu care aerul atmosferic apasă pe unitatea de suprafață poartă numele de *presiune atmosferică.*

Toate corpurile de pe suprafața Pămîntului suportă presiunea aerului. Presiunea atmosferică reprezintă deci greutatea coloanei de aer cu o secțiune de 1 cm^2 și cu înălțimea măsurată de la nivelul respectiv pînă la limita superioară a atmosferei. Se consideră presiune normală forța cu care aerul atmosferic apasă asupra mercurului din vas și care este echilibrată de o coloană de mercur înaltă de 760 mm dintr-un tub cu suprafața secțiunii de 1 cm^2 la nivelul mării și la temperatura de 0°C. Unei asemenea coloane de mercur îi corespunde pe cm^2 o greutate de 1 033 g. Deci pe fiecare m^2 aerul atmosferic apasă cu 10,33 tone.

Mergînd și mai departe cu calculul vom afla că Pămîntul „suportă" o greutate de $52 \cdot 10^{14}$ t, care reprezintă masa întregei atmosfere, echivalentă unui strat gros de mercur de 760 mm, ce ar acoperi în întregime suprafața terestră. Dar această imensă greutate a oceanului aerian nu reprezintă decît abia mai puțin de a milioana parte din întreaga masă a Pămîntului care este estimată la $6 \cdot 10^{21}$ t.

Iată deci cît de infimă este greutatea aerului comparativ cu cea a globului terestru! Și cu toate acestea trebuie să menționăm că presiunea atmosferică ce o suportă un om de talie mijlocie, nu e deloc neglijabilă : 17 000 kg ! Însă, practic, nu o simțim datorită echilibrului ce există între presiunea aerului din interiorul corpului nostru și cea din exterior.

Pe verticală masa atmosferei nu este uniform distribuită : jumătate este concentrată pînă la înălțimea de aproximativ 5 km, 75% pînă la 10 km, iar pînă la 18—20 km se află mai mult de 9/10 din masa totală a atmosferei, rămînînd straturilor mai înalte abia 1/10.

În practica meteorologică se folosește mai des ca unitate de măsură a presiunii atmosferice *milibarul (mbar)*, care este egal cu 1 000 dyne/cm^2 și echivalează cu 0,75 mm

de pe coloana de mercur a barometrului. Deci pentru a obține valoarea în milibari a unei coloane de mercur de 760 mm vom efectua un calcul simplu :

$$\frac{760 \times 4}{3} = 1\,013{,}3 \text{ mbar}$$

Dacă dorim să transformăm în milimetri valoarea presiunii citită în milibari, raportul va fi invers :

$$\frac{1\,013{,}3 \times 3}{4} = 760 \text{ mm}$$

De la construirea primului barometru al lui Torricelli și pînă în zilele noastre au trecut mai bine de trei secole, timp în care acest instrument a devenit tot mai perfecționat. Astăzi pentru măsurarea presiunii atmosferice se folosesc barometrele cu rezervor fix (tip Fuess) și cu rezervor mobil (tip Fortin).

Barometrul cu rezervor fix (fig. 1) este alcătuit din următoarele părți :

— tubul barometric (T), din sticlă cu lungimea de 85—86 cm și cu diametrul de 7—8 mm, care are la partea inferioară o îngustare (B) ce împiedică aerul să pătrundă în spațiul vid de deasupra meniscului din tub. La partea inferioară, tubul este prevăzut cu o garnitură metalică (g), prin care se fixează de rezervor ;

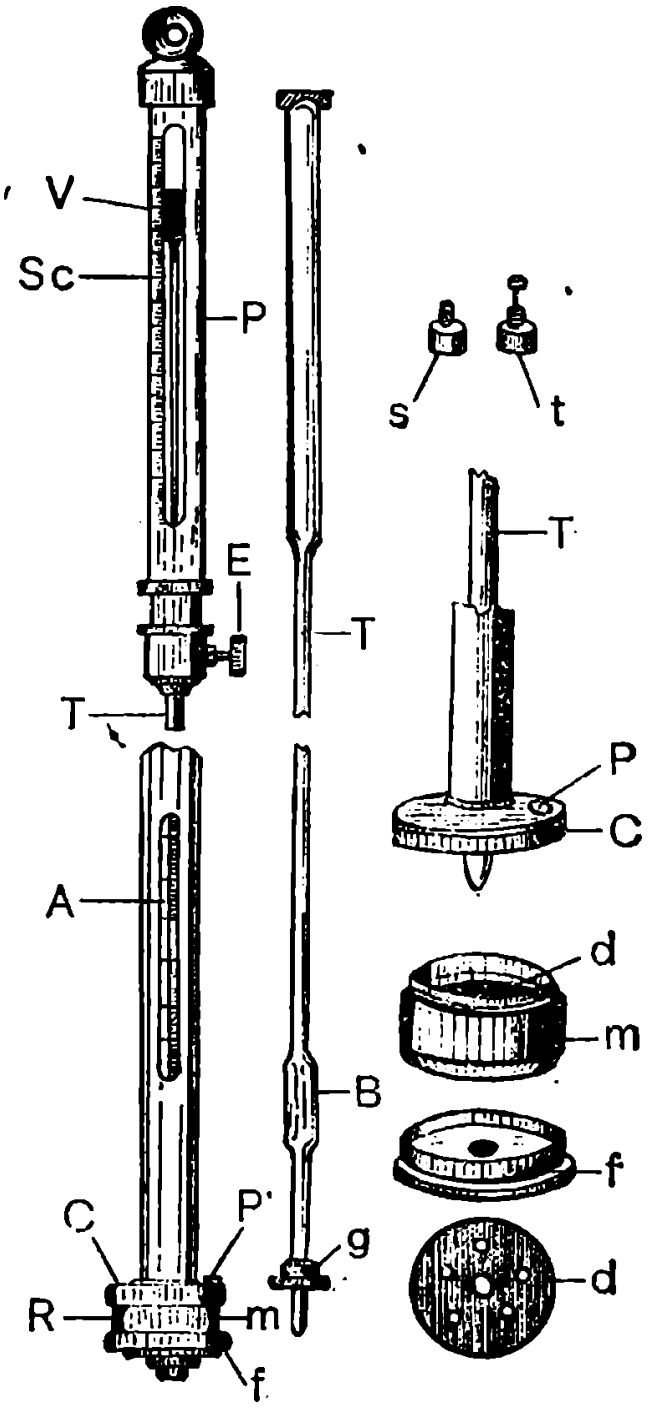
— rezervorul barometrului (R), este format din trei piese : capacul (C), cu un mic orificiu, cu un șurub de presiune (p), care permite comunicarea cu exteriorul a mercurului din barometru ;

— fundul rezervorului (f), cu un orificiu central la care se poate adapta un șurub (s) pentru astuparea etanșă a gurii tubului barometric ;

— mijlocul rezervorului (m), care este un inel metalic, avînd o diafragmă cu un orificiu central mai mare prin care pătrunde gura tubului barometric și alte cinci mai mici ;

— scara barometrică, situată la partea superioară a tubului de protecție (P) ce se înșurubează în capacul rezervorului. Gradațiile se fac între limitele 400 și 780 mm pentru stațiile de munte și între 600 și 800 mm pentru cele de la mică altitudine. Scara se gradează din mm în mm, iar

Fig. 1 Barometru cu mercur



pentru aprecierea zecimilor există un vernier (V), care se manevrează cu ajutorul unui șurub cu cremalieră (E). Scara barometrului este argintată și protejată de un tub cilindric de sticlă (Sc) ;

— termometrul alipit (A), care are rezervorul apropiat de tubul barometric și care se folosește la determinarea temperaturii incintei în care se găsește barometrul, pentru aplicarea corecției de temperatură.

Barometrul se instalează în poziție verticală, pe un perete solid, cu rezervorul la 80 cm de pardoseala camerei.

Barometru cu rezervorul mobil se deosebește de primul numai prin conformația rezervorului, care e format dintr-un cilindru de sticlă strîns etanș între două garnituri metalice. În cilindru se află mercur, acționat cu ajutorul unui șurub inferior, care ridică sau coboară fundul rezervorului mobil, confecționat din piele de căprioară. Înainte de efectuarea determinărilor de presiune se procedează la aducerea meniscului mercurului din rezervor tangent la vîrful unui dinte de material plastic, care se află pe peretele rezervorului. Presiunea se citește prin fixarea vernierului tangent la meniscul mercurului din tubul barometric.

În funcție de variațiile de temperatură, de latitudine și de altitudine este necesar ca determinărilor de presiune să li se aplice corecțiile respective.

O largă întrebuințare o au și *barometrele metalice (aneroide)*, care funcționează datorită deformării sub influența variațiilor de presiune a uneia sau mai multor cochilii metalice confecționate din tablă elastică (alpaca, bronz — fosforos, neusilber etc.), numite capsulele Vidi. Suprafața capsulelor este ondulată pentru a prezenta o suprafață mai mare de contact cu aerul înconjurător și au în interior vid parțial. Partea superioară a capsulei se cuplează cu o lamă elastică, care printr-un sistem de pîrghii transmite deformările produse de presiunea atmosferică, ce mai apoi sînt înregistrate pe o scară gradată în mm cu ajutorul unui ac indicator. Barometrele metalice sînt etalonate cu ajutorul barometrului cu mercur.

Pe același principiu este alcătuit și *altimetrul*, care, pe lîngă scara barometrică propriu-zisă, mai are o alta mobilă, gradată în metri-înălțime deasupra nivelului mării.

Pentru înregistrarea pe un timp mai îndelungat (o zi, o săptămînă) a oscilațiilor presiunii atmosferice se folosește *barograful* (fig. 2). Acesta are ca piesă receptoare o coloană de capsule Vidi (C), cuplată cu un sistem de pîrghii (P), ce transmite deformările capsulelor unei lamele (1), care le înregistrează pe o diagramă fixată pe un tambur acționat de un mecanism de ceasornic (T). Etalonarea barografului se face tot în comparație cu variațiile presiunii arătate de un barometru cu mercur.

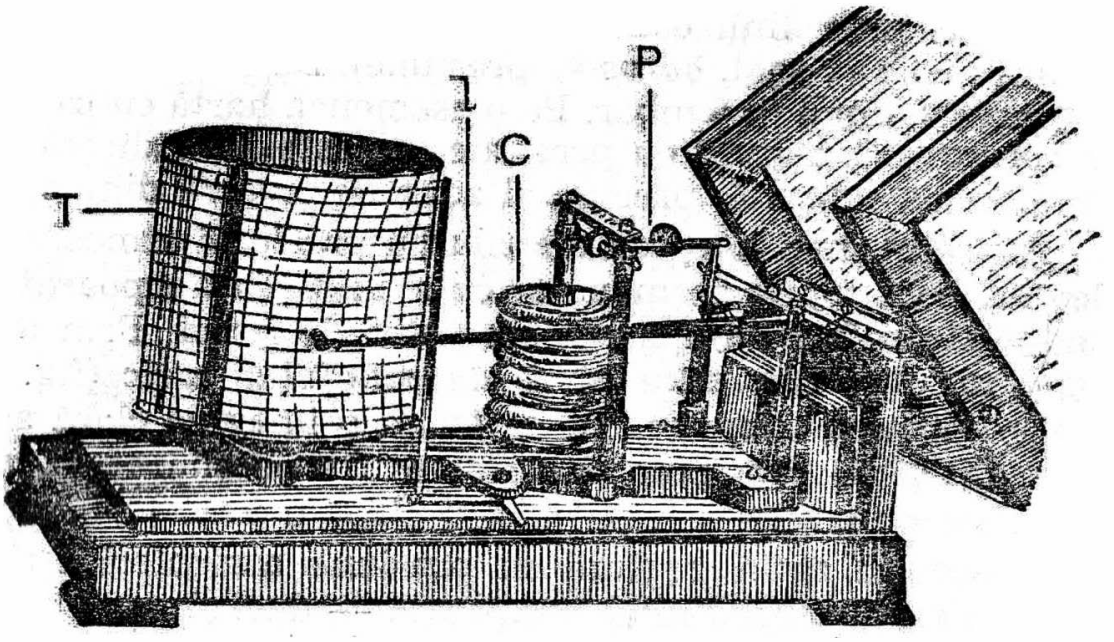


Fig. 2 Barograful

Relicful baric

Torricelli a observat că înălțimea coloanei de mercur suferă oscilații în strînsă legătură cu schimbarea vremii. Astfel pe măsură ce vremea se înrăutățea și cerul se acoperea cu nori deși, din care începea să plouă, înălțimea coloanei de mercur cobora tot mai mult. În schimb după o perioadă de timp umedă și ploioasă, dacă vremea devenea treptat frumoasă și stabilă, mercurul se ridica în tubul barometric. De asemenea, tot el a mai constatat că înălțimea coloanei de mercur din barometru prezintă fluctuații de la un loc la altul, chiar și în zone cu relief destul de asemănător, precum și în timpul unei zile.

Prin cercetările întreprinse de-a lungul anilor s-a ajuns la concluzia că presiunea atmosferică suferă modificări importante datorită unor cauze cum ar fi : încălzirea inegală a suprafeței terestre, aspectul diferit al reliefului, distribuția oceanelor și uscatului.

De aceea, pentru a se urmări variațiile presiunii atmosferice la suprafața Pămîntului s-au alcătuit hărți în care sînt însemnate valorile acesteia, la un moment dat la toate stațiile meteorologice de pe întreg globul. De asemenea s-au mai alcătuit hărți în care se înscriu valorile medii lunare sau anuale. Indiferent pentru ce perioadă de timp se întocmesc aceste hărți, valorile cu aceeași presiune atmosferică

se unesc prin linii continue numite *izobare* (în limba greacă : *izos* = egal, *baros* = presiune). De obicei izobarele se trasează din 5 în 5 mbar. Pe o asemenea hartă cu izobare se conturează regiuni cu presiune atmosferică ridicată sau dimpotrivă coborîtă, precum și zone de trecere dintre ele.

Aspectul unei hărți cu distribuția presiunii atmosferice devine, deci, foarte asemănător cu al unei hărți topografice, unde este redată înfățișarea formelor de relief. Prin analogie, au fost denumite *hărți ale reliefului baric* (fig. 3). Dacă privim o asemenea hartă avem o imagine clară asupra repartiției presiunii atmosferice fie pe suprafața globului fie pe a unui continent sau chiar a unei țări.

Deosebim astfel regiuni cu presiune atmosferică ridicată (în cazul latitudinilor temperate — deci și pentru țara noastră — cu valori de peste 1015 mbar) numite *maxime barometrice* sau *anticicloni* în cuprinsul cărora presiunea aerului crește de la periferie către centru, unde în mod obișnuit valorile ating 1 025—1 030 mbar, dar care în mod excepțional pot urca chiar pînă la 1 070 mbar.

Opuse lor sînt acele regiuni cu presiune atmosferică coborîtă (990—1 000 mbar, dar uneori și sub 950 mbar) denumite *minime barometrice, depresiuni barice* sau *cicloni,* unde valorile presiunii aerului scad de la periferie către centru.

Anticiclonii sînt analogi pe harta topografică munților și dealurilor înalte, ce depășesc prin masivitatea și înălțimea lor zonele mai joase de relief care le înconjoară. Ciclonii sînt asemănători cîmpiilor și depresiunilor mărginite de munți sau de dealuri.

În afara acestor forme barice principale se mai disting și zone de tranziție sau de legătură, care la rîndul lor amintesc în linii mari diferite forme de relief. Dintre acestea menționăm :

— *dorsala anticiclonică,* ce reprezintă, de fapt, o prelungire a anticiclonului, delimitată prin izobare în formă de U de zonele cu presiune atmosferică mai coborîtă și care este aidoma unui bot de deal, ce pătrunde adînc spre zonele de șes ;

— *talvegul baric,* care este o prelungire a ciclonului, delimitată de izobare în formă de V, de zone cu presiune

atmosferică mai ridicată, și este analog pe o hartă topografică cu aspectul unei văi fluviatile ;

— *șaua barică,* constituie o zonă de legătură între doi anticicloni și doi cicloni și poate fi asemuită cu o șa ce leagă două masive muntoase și desparte două văi.

Doi cicloni pot fi uniți printr-o zonă de presiune atmosferică mai coborîtă ce poartă denumirea de *culoar depresionar.* În cazul în care există mai mulți cicloni (4—6) legați printr-un asemenea culoar formația barică poartă denumirea de *familie de depresiuni* sau *de cicloni.*

La fel și doi sau mai mulți anticicloni pot fi uniți printr-un cîmp de presiune atmosferică ridicată, ce poartă denumirea de *brîu anticiclonic.*

Dacă între formele de relief și cele ale cîmpului baric există asemănări destul de evidente, trebuie totuși să reți-

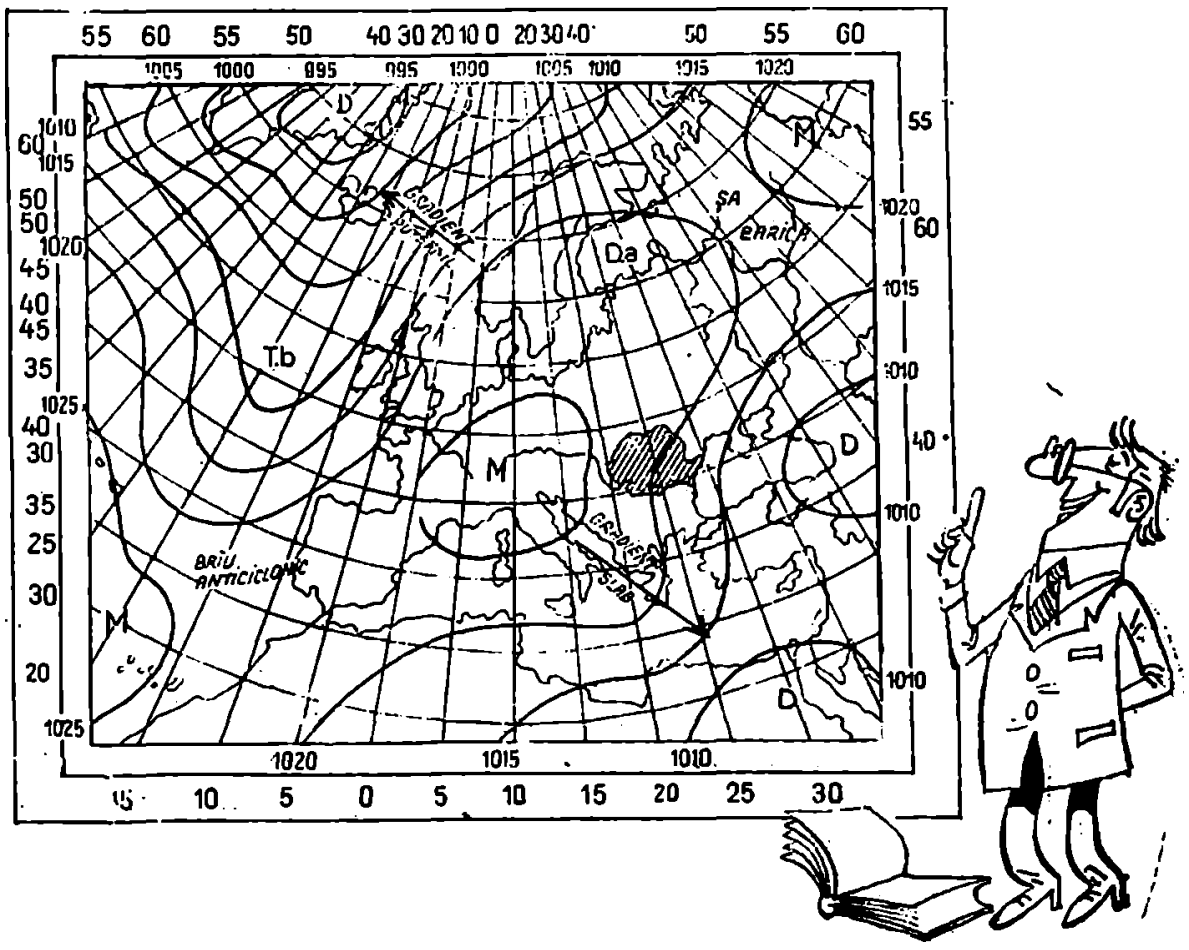


Fig. 3 Reliefui baric

nem că există și o deosebire esențială, ce constă în faptul că în timp ce formele reliefului terestru au luat naștere de mii de secole, iar modificările pe care le suferă în timp sînt practic imperceptibile simțurilor noastre, cele ale reliefului baric sînt într-o continuă mișcare și transformare, avînd deci o existență efemeră.

Principalele centre de acțiune atmosferică de pe glob

Datorită observațiilor făcute la stațiile meteorologice de pe cuprinsul globului — unele dintre ele cu un șir de observații ce depășesc 100 ani — s-a constatat că presiunea atmosferică prezintă valori diferite în funcție de latitudinea geografică.

Dacă privim o hartă cu repartiția anuală a presiunii atmosferice pe glob (fig. 4), observăm o alternanță a zonelor cu presiune atmosferică ridicată și coborîtă. De pildă, în zona ecuatorială (aprox. 0—20° latitudine nordică și sudică) persistă tot timpul anului un regim de presiune atmosferică coborîtă numit *brîul de minimă ecuatorială.*

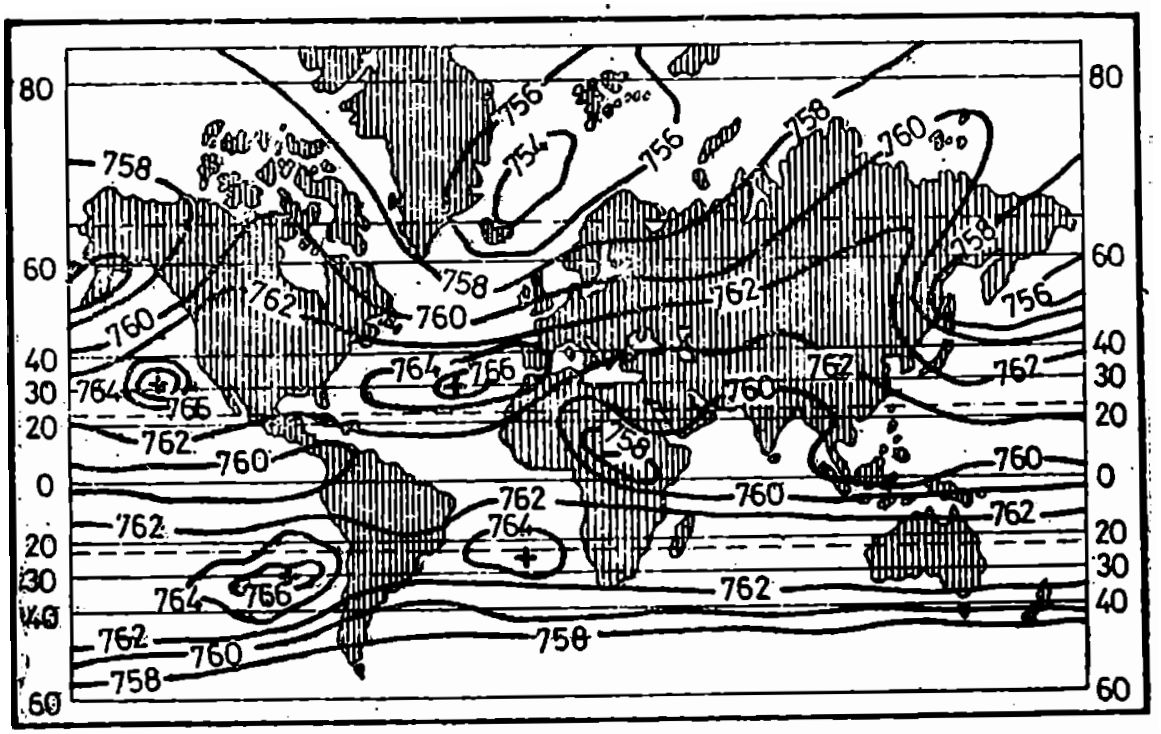


Fig. 4 Repartiția anuală a presiunii atmosferice pe glob

De o parte și de cealaltă a acestui brîu, în zonele tropicale ale Pămîntului (20—40° latitudine nordică și sudică) se află două zone de presiune atmosferică ridicată ce poartă denumirea de *briurile de maxime tropicale*.

În zonele latitudinilor temperate (40—65° latitudine nordică și sudică) apare o *succesiune de cicloni și anticicloni* a căror poziție geografică este în strînsă interdependență cu schimbarea anotimpurilor.

În sfîrșit în regiunile polare și subpolare (65—90° latitudine nordică și sudică) predomină aproape tot timpul anului un *regim de presiune atmosferică ridicată*.

Dar mult mai interesantă este repartiția presiunii atmosferice pe suprafața globului în anotimpurile extreme ale anului. Cu excepția zonei ecuatoriale, pe suprafața terestră apare o alternanță de forme ale reliefului baric — cicloni și anticicloni — cu o mare influență asupra evoluției vremii aproape pe toate meridianele globului. Tocmai de aceea acești cicloni și anticicloni au primit denumirea de *centri de acțiune atmosferică*.

În semestrul rece al anului (octombrie—aprilie) (fig. 5) asupra emisferei nordice acționează următorii centri barici principali :

— *anticiclonul ruso-siberian* (euroasiatic) ia naștere la începutul toamnei în partea de nord a munților Urali, pentru a se extinde apoi treptat, ocupînd cea mai mare parte a Siberiei și jumătatea răsăriteană a continentului european. Presiunea atmosferică medie în centrul acestui anticiclon este în jur de 1 030—1 035 mbar, dar nu de puține ori poate depăși 1 050 mbar. Dorsala sudvestică a anticiclonului ruso-siberian pătrunde de obicei la începutul iernii pînă în centrul și sud-estul Europei, influențînd deci și țara noastră. Începînd din a doua parte a lunii februarie aria acestui anticiclon se restrînge treptat, iar spre începutul lunii mai, îl întîlnim din nou la locul său de formare. Activitatea sa în semestrul cald al anului este cu totul întîmplătoare. În timpul iernii menține o vreme relativ frumoasă, dar friguroasă, cu nopți geroase cînd temperatura aerului la noi în țară coboară adesea sub —25° C, chiar și în regiunile de deal și de cîmpie ;

— *depresiunea islandeză* se formează în partea septentrională a Oceanului Atlantic, aproximativ în sudul insulei Islanda, avînd o influență deosebită în lunile octombrie—

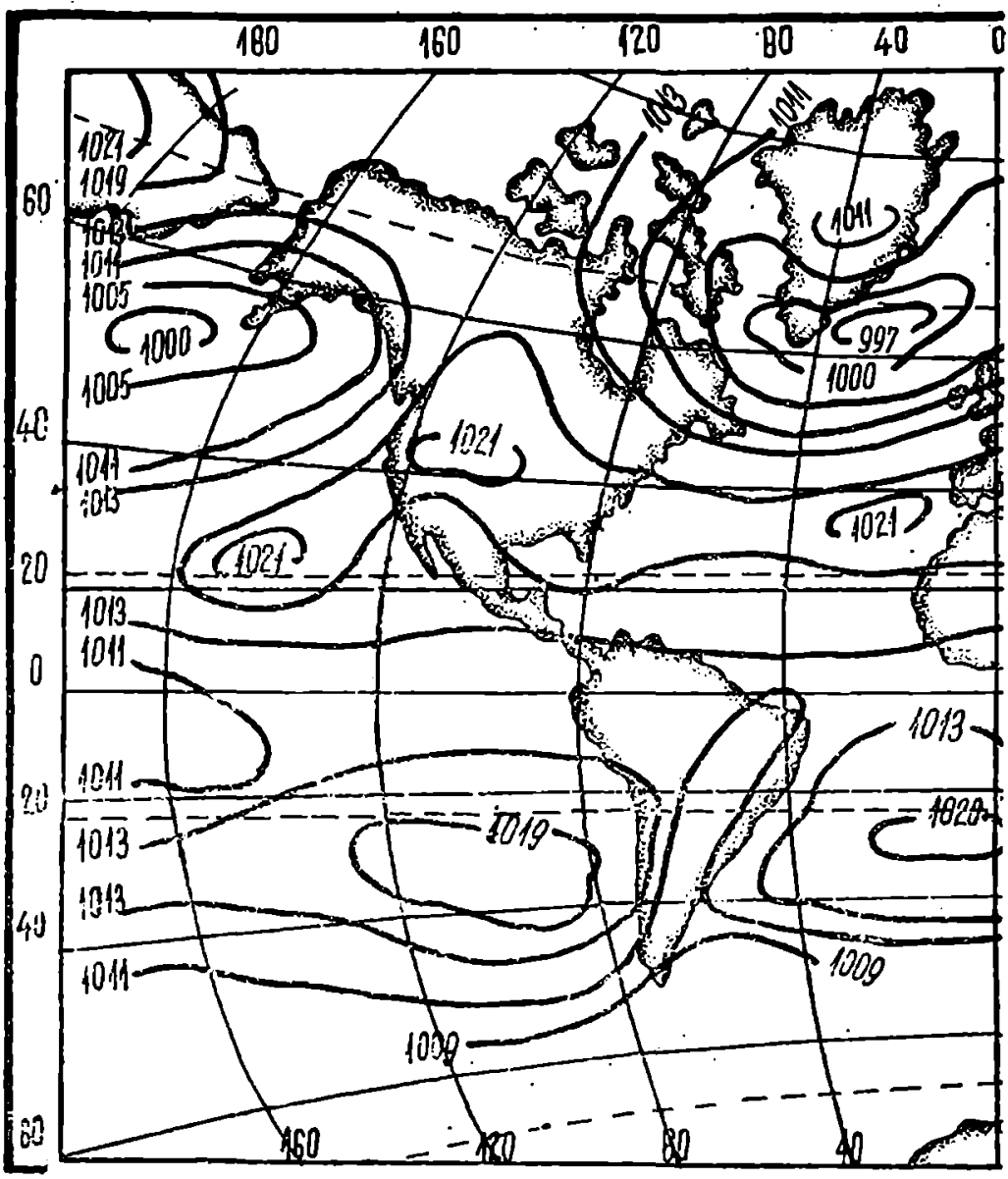
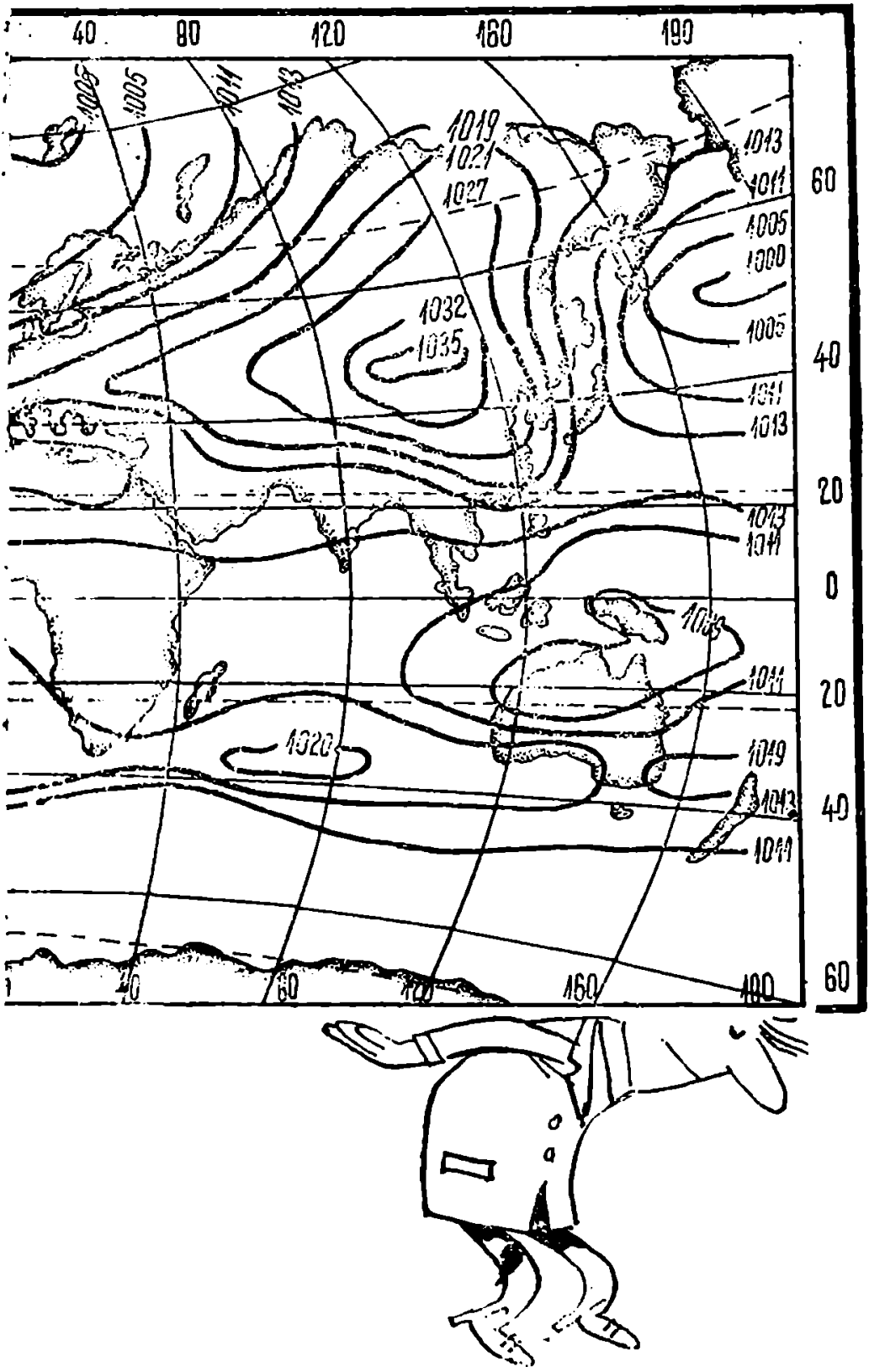


Fig. 5 Repartiţia presiunii atmosferice pe glob în luna ianuarie

decembrie şi în martie. Aria sa de influenţă se extinde asupra întregii părţi nordice a Atlanticului, dar deseori şi asupra vestului şi nordului Europei determinînd o vreme umedă, nu prea rece, bogată în precipitaţii, mai ales sub formă de ploaie. Centrul depresiunii are în medie valori ale presiunii atmosferice în jur de 980 mbar, dar în cazuri de excepţie coboară şi sub 950 mbar, fiind deci destul de apropiate de valorile ciclonilor tropicali ;

— *ciclonii mediteraneeni* îşi au locul de obîrşie în bazinul vestic şi central-nordic al Mediteranei (insulele Ba-


40
80
120
160
200
1005
1005
1014
1013
1019
1021
1027
1013
1011
1005
1000
1005
1032
1035
1011
1013
1013
1011
1005
1011
1020
1019
1013
1011
60
40
20
0
20
40
60
40
80
120
160
200

lere, golful Genua, Marea Tireniană, golful Veneției) și activitatea lor se manifestă începînd de la sfîrșitul toamnei pînă în timpul primăverii. Adîncimea acestor cicloni este mai redusă decît a depresiunii islandeze — în medie în jur de 1 000—1 005 mbar — și numai rareori presiunea atmosferică poate coborî sub 980 mbar. Din locul lor de formare ciclonii mediteraneeni se deplasează pe diferite traiectorii către Mediterana răsăriteană, peninsula Balcanică, Ungaria și România, pătrunzînd adeseori pînă la Marea Neagră. Ei mențin o vreme umedă și bogată în precipitații, uneori sub formă de ninsoare, alteori chiar lapoviță și ploaie. Cînd aria lor de influență vine în contact direct cu dorsala anticiclonului ruso-siberian, determină nu numai căderi abundente de precipitații, dar și intensificări deosebite ale vîntului dînd naștere viscolelor din nordul Bulgariei, în Cîmpia Română, Dobrogea, Moldova și sudul Ucrainei ;

— *anticiclonul nord-american* se formează spre sfîrșitul toamnei deasupra părții centrale și sudice a Canadei și a nord-vestului Statelor Unite, de unde se deplasează către sud influențînd o mare parte a continentului nord-american. Fără a avea aceeași intensitate ca anticiclonul ruso-siberian (presiunea atmosferică depășește rareori valoarea de 1 025 mbar), anticiclonul nord-american determină o înrăutățire simțitoare a vremii în zonele amintite unde căderilor abundente de ninsoare le urmează geruri intense, cînd temperatura aerului coboară uneori și sub —30° C ;

— *depresiunea aleutinelor* poate fi considerată ca o replică a depresiunii islandeze în Pacificul de nord. Ia naștere de-a lungul părții de sud a întinsului arhipelag al Aleutinelor, influențînd însă și partea vestică a Alaskăi și a Canadei, unde determină o vreme umedă și închisă cu cețuri persistente și uneori cu precipitații abundente. Centrul acestei depresiuni atinge în medie valori de 995—1 000 mbar.

În semestrul cald al anului (aprilie—octombrie) (fig. 6) intervin, cum e și firesc, modificări importante în structura reliefului baric în emisfera nordică a Pămîntului, generate de gradul de încălzire diferit al oceanului și uscatului.

În această perioadă a anului centrele de presiune atmosferică ridicată se formează deasupra oceanelor, în timp ce deasupra continentelor, care se încălzesc intens, iau naștere o serie de depresiuni ;

— *anticiclonul azoric* își are locul de origine în regiunea insulelor Azore, acționînd aproape în tot cursul anului, însă cu deosebire primăvara și vara. Alimentat cu aerul cald al tropicelor anticiclonul azoric se deplasează vara la nord de insulele Azore influențînd vestul și centrul continentului european. Intensitatea sa este în jur de 1 020—1 025 mbar, dar valorile presiunii atmosferice pot depăși uneori chiar 1 035 mbar. Cîteodată aria lui de influență se extinde și în partea sud-estică a Statelor Unite, în timp ce spre răsărit dorsala sa pătrunde pînă în sud-estul Europei. Transportînd aerul mai umed dinspre ocean, anticiclonul azoric aduce o vreme răcoroasă și instabilă, caracterizată prin ploi mai ales sub formă de aversă, însoțite de descărcări electrice, pe care le întîlnim destul de frecvent în timpul primăverii și verii în țara noastră ;

— *anticiclonul hawaiian* se formează deasupra insulelor Hawaii din Pacificul de nord, avînd o arie de influență foarte largă, pînă pe coastele vestice ale continentului nord-american, unde determină o vreme răcoroasă și mai umedă decît în cazul anticiclonului azoric. Centrul acestui anticiclon, a cărui durată este specifică mai cu seamă lunilor de vară, este mai intens decît anticiclonul azoric (1 027—1 030 mbar) ;

— *depresiunea arabă,* cu aria sa de formare care cuprinde partea de vest a Pakistanului, Iranul, și cea mai mare parte a peninsulei Arabia se extinde adeseori pînă în zona Anatoliei a sud-estului teritoriului european al U.R.S.S.-ului, și în sudul Asiei Centrale Sovietice. În cea mai mare parte din aceste regiuni favorizează pătrunderea aerului cald și uscat încît zile în șir mercurul termometrelor urcă pînă la valori de peste 40°C. Foarte rar influența sa se resimte și în țara noastră, determinînd zile caniculare în deosebi în lunile iulie și august. În schimb prezența depresiunii arabe are o influență cu totul diferită asupra părților de sud și sud-vest ale continentului asiatic, unde favorizînd circulația aerului umed înspre oceanul Indian, determină ploi deosebit de abundente. Centrul acestei vaste depresiuni evoluează în jurul valorii de 1 000 mbar.

În emisfera sudică, unde oceanul ocupă întinderi uriașe, nu există în general deosebiri sezoniere esențiale între principalii centri de acțiune atmosferică. Cu toate acestea în semestrul cald al anului, octombrie—aprilie, din cauza

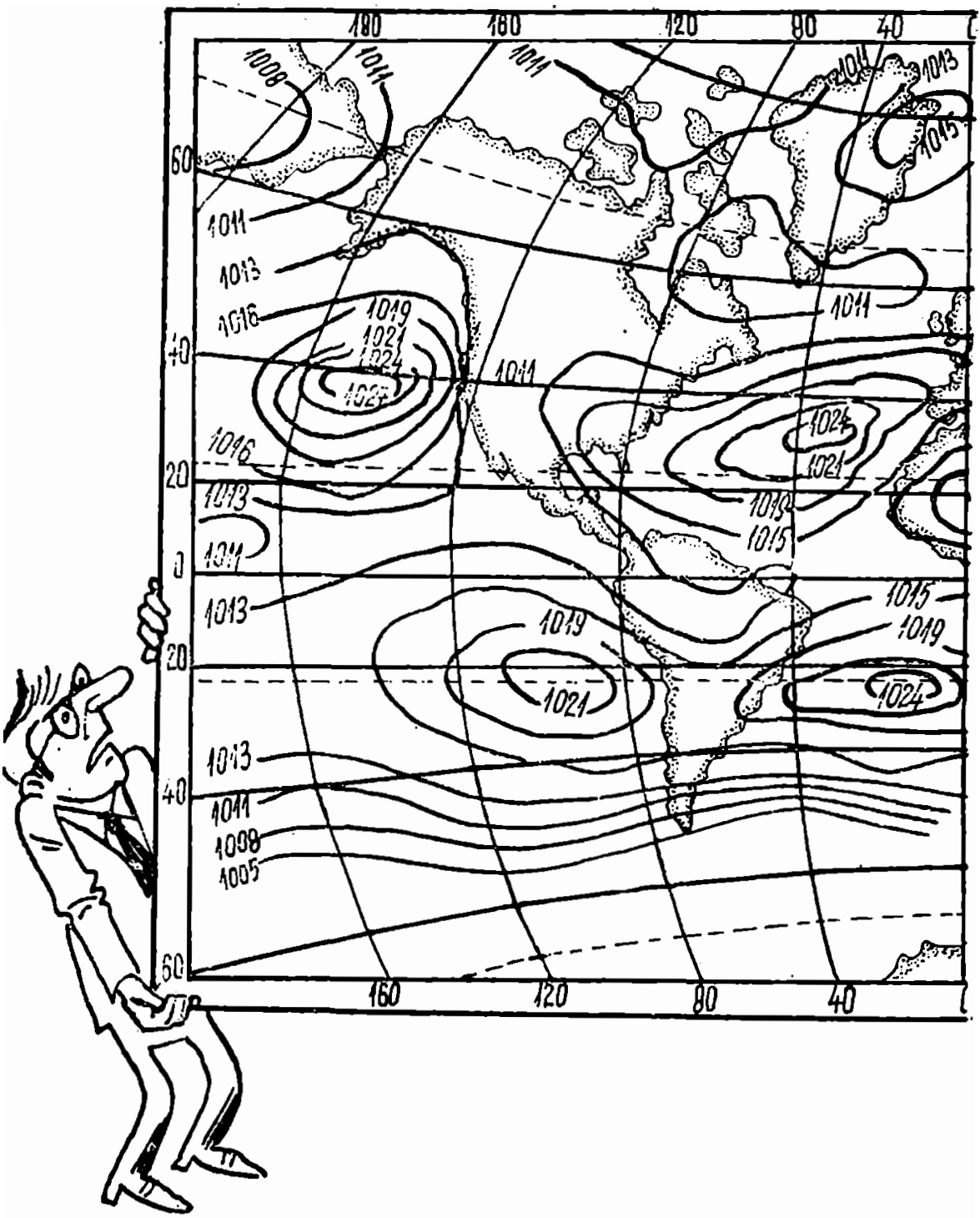
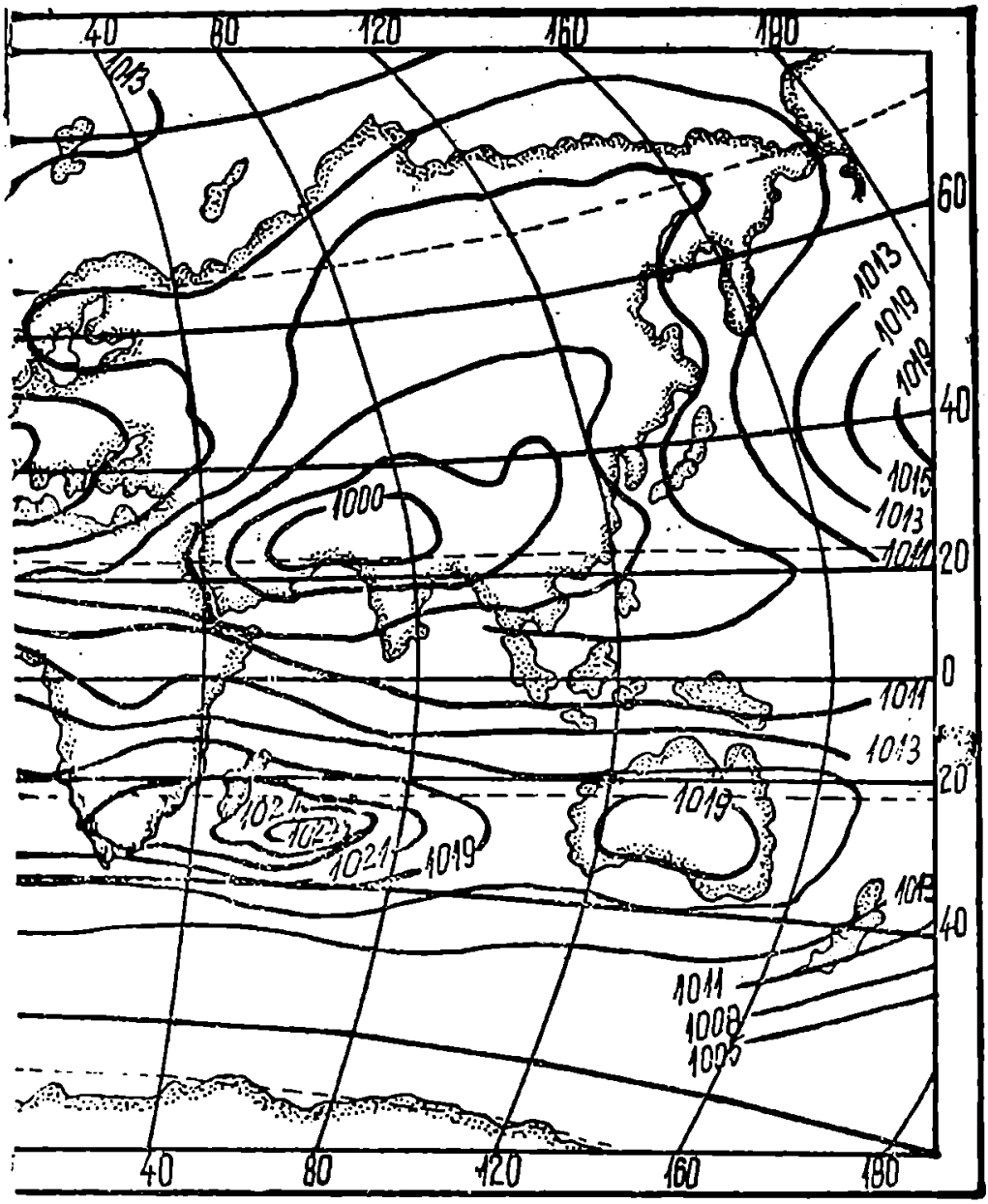


Fig. 6 **Repartiția presiunii atmosferice pe glob în luna iulie**

încălzirii excesive a continentului australian și a părții de sud a Africii, iau naștere în aceste regiuni două zone depresionare mai restrînse (*depresiunea nord-australiană* și *depresiunea sud-africană*), ambele avînd o arie de influență care nu depășește conturul continental, iar presiunea at-



mosferică evoluează în jur de 1 007 mbar. Menţin luni în şir în zonele respective o vreme uscată şi caniculară, cînd temperatura aerului depăşeşte frecvent 45°C.

În tot timpul anului deasupra oceanelor emisferei sudice acţionează centrii de presiune atmosferică relativ ridicată :

— *anticiclonul sud-atlantic (Sf. Elena)* — sinonim anticiclonului azoric — are o arie de influenţă ce cuprinde întregul bazin sudic al Oceanului Atlantic. Activitatea sa este mai pregnantă în timpul iernii australe cînd presiunea atmosferică depăşeşte 1 020 mbar. Menţine de regulă o vreme calmă şi frumoasă, săracă în precipitaţii.

— *anticiclonul sud-indian (Sf. Mauriciu)* ceva mai intens decît precedentul (1 027 mbar) în timpul iernii. Se formează în partea de sud a insulelor Mauriciu, avînd o largă arie de influență ce cuprinde întregul bazin sudic al Oceanului Indian unde menține o vreme destul de asemănătoare cu cea din zona Atlanticului de sud ;

— *anticiclonul sud-pacific (insula Paștelui)* ocupă în general bazinul sud-estic al Oceanului Pacific, unde menține aproape tot timpul anului o vreme frumoasă și calmă cu lungi perioade lipsite de vînt. Centrul anticiclonului are valori ce rar depășesc 1 020 mbar.

Datele privind valorile cîmpului baric pentru centrii de acțiune atmosferică menționați se referă la presiunea medie multianuală. Este însă cazul să remarcăm că valorile presiunii atmosferice pe suprafața globului prezintă în cazuri de excepție variații deosebit de mari. Astfel, pe globul terestru cea mai ridicată presiune atmosferică (1 083,8 mbar sau 812,8 mmHg) s-a înregistrat la 31 decembrie 1968, la Agata în podișul Siberiei Centrale (U.R.S.S.), iar cea mai scăzută (877,2 mbar sau 657,9 mmHg) în insula Guam (S.U.A.) din Pacificul de vest la 24 septembrie 1958, în timpul trecerii unui taifun.

Unde este limita superioară a atmosferei ?

E și firesc ca această întrebare să și-o fi pus-o oamenii încă din cele mai vechi timpuri, scrutînd întinsul nemărginit al cerului în căutarea norilor aducători de ploi, după îndelungate zile de secetă. Și e foarte posibil ca ei să fi asociat limita superioară a atmosferei cu *vîrfurile celor mai înalți nori* ce străjuesc bolta cerului.

Dacă privim mai atent cerul, după apusul Soarelui, observăm mult mai sus și alți nori cu forme ciudate. Seamănă cu un șir de benzi subțiri de culoare albă sidefie, irizați sub lumina crepusculului în nuanțe abia sesizabile de portocaliu, verde, violet sau roșu. Par aidoma unor franjuri desprinse dintr-un curcubeu. Din cauza coloritului lor au fost denumiți *nori sidefii* și s-a calculat că înălțimea lor depășește cu mult pe cea a norilor de furtună, ajungînd pînă la 25 km.

Şi tot în ceasul amurgului mai pot fi observaţi şi alţi nori parcă mai subţiri decît primii, asemănători unor filamente ce sclipesc într-o culoare argintiu-albăstrie. Sînt atît de strălucitori că uneori pot fi văzuţi, în zona latitudinilor temperate, chiar şi în timpul nopţii. Englezii îi denumesc chiar *midnight clouds* (nori de la miezul nopţii). Încă din secolul al VII-lea, astronomul şi filozoful arab *Algasen* a stabilit, pe baza unor calcule geometrice, înălţimea lor cam în jur de 55 km. Mai tîrziu, reluînd calculele astronomului arab, *Johannes Kepler* (1571—1630) indică o înălţime şi mai mare a acestor formaţii noroase atît de neobişnuite: 75—80 km.

Uneori asemenea nori luminoşi apar pe bolta cerului şi în faptul dimineţii. Formaţiunile noroase de acest fel au constituit un criteriu ferm de apreciere a înălţimii, pînă unde se bănuia că se întinde învelişul gazos al Pămîntului, deoarece *lumina crepusculului* se datorează straturilor din ce în ce mai înalte ale atmosferei care difuzează lumina solară. Cercetări mai recente făcute de academicianul sovietic *V.G. Fesenkov* (1889—1972) au adăugat noi limite stratului din atmosferă, pînă la care apare lumina crepusculară, stabilindu-l la 280 km.

Citeodată întunericul nopţilor este fulgerat de o dîră de lumină care durează doar o clipă. Nu este altceva decît scurta traiectorie prin spaţiul atmosferic a unui meteorit care cade pe Pămînt cu viteze cosmice în jur de 100 km/s. Meteoriţii mai poartă denumirea populară de *stele căzătoare*. Ajungînd în straturile atmosferei cu densităţi din ce în ce mai mari, devin incandescenţi în urma frecării cu aerul, lăsînd acea dîră luminoasă pe bolta cerului. S-a stabilit că limita acestor straturi este cuprinsă între 70 şi 120 km. Cu ajutorul fotografiilor făcute asupra traiectoriilor meteoriţilor prin spaţiul atmosferic s-au stabilit densitatea şi compoziţia straturilor de aer, precum şi direcţiile de deplasare a curenţilor aerieni în păturile înalte ale oceanului aerian.

Spre deosebire de zonele tropicale şi ecuatoriale, în zonele temperate ale planetei, trecerea de la zi la noapte şi invers nu se face brusc, ci aproape pe nesimţite. Pe măsură ce Soarele coboară tot mai mult sub linia orizontului, stra-

turile din ce în ce mai înalte ale învelişului atmosferic difuzează lumina astrului zilei, astfel că bolta cerului rămîne luminată multe ore în şir. Cercetările efectuate au constatat că acest fenomen este datorat unui *strat înalt al atmosferei cu proprietăţi luminiscente* a cărui înălţime este în jur de 300 km.

În lungile nopţi polare, întunericul este uneori întrerupt de apariţia celui mai spectaculos fenomen din cuprinsul atmosferei, *aurorele polare.* Aceste apariţii parcă înadins plăsmuite să întrerupă întunericul lunilor de iarnă au loc în straturile şi mai înalte ale atmosferei situate în jur de 1 200 km.

Dincolo de aceste limite densitatea atmosferei scade tot mai mult, devenind practic neglijabilă, în aşa fel încît noţiunea de gaz, cu care denumim aerul atmosferei, nu mai are practic sens, din moment ce la altitudinea de peste 1 500 km distanţa dintre două molecule de aer este de aproape 1 000 m. Acest grad de rarefiere a aerului depăşeşte limita celui mai perfect vid obţinut în laboratoarele de fizică. De la aceste înălţimi învelişul atmosferic are o densitate tot mai apropiată de cea a spaţiului interplanetar.

Unii cercetători au extins zona superioară a învelişului gazos al Pămîntului pînă la distanţa de 6 000 km, aceasta fiind limita pînă la care se resimte influenţa cîmpului magnetic terestru.

În mod practic nu se poate spune că atmosfera are o limită superioară bine definită. Se consideră totuşi drept o limită arbitrară înălţimea de 10 000 km, acolo unde densitatea atomilor din cuprinsul oceanului aerian este identică cu cea a spaţiului cosmic.

Au fost şi unii cercetători care, pe baza unor consideraţii teoretice, au situat limita superioară a atmosferei la înălţimi şi mai mari. Astfel cercetătorul *H. Paetzold* fixează această limită pînă la 20 000 km. La începutul secolului nostru, fizicianul polonez *M. Smoluchowski* (1878—1917) considera chiar că învelişul gazos al planetei noastre se extinde pînă la 42 000 km deasupra ecuatorului şi pînă la 28 000 km în zona polilor, acolo unde se presupunea, teoretic, că forţa de atracţie a vitezei terestre este echilibrată de forţa centrifugă.

Spre înălțimile oceanului aerian

Cercetări instrumentale asupra diferiților parametri ai oceanului aerian au început cum e și firesc abia din secolul al XVII-lea, odată cu descoperirea barometrului, termometrului, higrometrului, anemometrului etc.

Promotorul acestor experiențe a fost marele matematician și filozof francez *Blaise Pascal*. În 1647, la puțin timp după descoperirea barometrului de către Torricelli, Pascal expune la „Academia Franceză" o amplă lucrare în care printre altele explica necesitatea măsurării presiunii atmosferice în altitudine. Tot el, la 19 septembrie 1648, face primele măsurători ale presiunii aerului în regiunea masivului Puy de Dôme (1 465 m) din Podișul Central Francez. Cu acest prilej Pascal a observat că pe măsură ce creștea altitudinea înălțimea coloanei de mercur a barometrului scădea tot mai mult. El și-a continuat experiențele la Clermont-Ferrand, la Paris și mai apoi în Suedia, ajungînd la concluzia că scăderea presiunii atmosferice în raport cu înălțimea se datorește faptului că în timp ce pe țărmul mării — la altitudinea de 0 m — apasă întreaga greutate a atmosferei, regiunile mai înalte suportă numai o parte din masa acesteia. Și tot Pascal este cel care pentru prima oară emite ideea că atmosfera devine tot mai rară, cu cît straturile de aer sînt mai îndepărtate de suprafața Pămîntului, unde, cum e și firesc, suportă cel mai intens efectul forței gravitației terestre.

Ipoteza a fost verificată practic de cercetările efectuate de meteorologul francez *Horace-Bénédict de Saussure* (1740—1799) cu prilejul unei temerare, dar reușite ascensiuni, pe care a făcut-o în 1787 pe cel mai înalt vîrf al Europei, Mont-Blanc (4 807 m). El a constatat pe măsură ce escalada vîrful nu numai că presiunea aerului scădea tot mai accentuat, dar și faptul că aerul devenea din ce în ce mai rar, făcînd tot mai dificilă respirația.

Către sfîrșitul secolului al XVIII-lea o serie de cercetători folosesc în escaladarea păturilor înalte ale oceanului aerian baloanele, umplute la început cu aer cald, apoi cu gaze mai ușoare decît aerul. Dintre numeroasele ascensiuni din acel timp se cuvine să remarcăm pe cea întreprinsă la 1 decembrie 1783 de către fizicianul francez *Jacques-Alexandre Charles* (1746—1822) care se ridică cu un aero-

stat pînă la 3 467 m altitudine, măsurînd totodată și presiunea atmosferică.

La începutul secolului al XIX-lea în anii 1803 *Lhoest* în Germania și în 1804 *Gay-Lussac* și *Jean-Baptiste Biot* (1774—1862) în Franța fac noi ascensiuni cu ajutorul balonului, ultimii atingînd înălțimea de 6 977 m, executînd o serie de măsurători asupra presiunii, temperaturii și umezelii aerului la diferite niveluri.

La 5 septembrie 1862, meteorologul englez *Glaisher*, împreună cu aeronautul *Coxwell* efectuează o excepțională ascensiune pînă la 9 000 m cu ajutorul unui balon, constatînd „pe viu" dificultatea deosebită a adaptării omului la condițiile de viață din straturile înalte ale atmosferei.

Mai tîrziu, către sfîrșitul secolului al XIX-lea, s-a trecut la măsurarea directă a valorilor de presiune, temperatură și umiditate a aerului cu ajutorul *meteorografelor*, care erau instalate pe niște baloane, fără a mai fi necesară prezența omului. Prima experiență în acest fel a avut loc la Paris, în 1892, și se poate spune că acest an reprezintă punctul de început al unei noi științe, *aerologia*, a cărei importanță este astăzi unanim recunoscută și a cărei foloase practice sînt cu totul deosebite.

Treptat s-au întrebuințat pentru ascensiunea instrumentelor înregistratoare zmee speciale, iar mai apoi baloanele-sondă. La 17 decembrie 1912 la Pavia, în Italia profesorul *Gamba* a reușit să înalțe un balon-sondă pînă la înălțimea de 37 700 m, record absolut realizat cu acest sistem de baloane. Datele furnizate de baloanele-sondă, deși foarte prețioase, reclamau un mare consum de timp necesar atît pentru ascensiunea balonului, cît și pentru recuperarea instrumentelor atașate lui.

Pentru ca timpul să nu mai constituie un impediment în valorificarea datelor, în anul 1930 s-au construit primele *radio sonde*. La balonul-sondă a fost asociat un mic post de radio emisie cu un meteorograf înregistrator, construit dintr-un barograf, un termograf și un higrograf, care emiteau la fiecare poziție stabilită inițial cîte un mesaj radio, recepționat mai apoi de stațiile aerologice de la sol. În acest mod nu se mai punea problema recuperării aparatelor înregistratoare.

Dar oricît de eficiente erau datele furnizate de radiosonde, oamenii de știință au continuat să fie interesați în observarea directă a învelișului gazos al Pămîntului, spre a avea o viziune cît mai cuprinzătoare asupra multitudinii de fenomene ce se petrec în straturile sale.

Unul dintre cutezătorii văzduhului a fost profesorul *Auguste Piccard* de la Universitatea din Bruxelles, care împreună cu asistentul său *V. Kipfer* au confecționat dintr-o țesătură cauciucată un balon de dimensiuni uriașe pe care l-au umplut cu hidrogen. În nacela aerostatului — care era de asemenea de construcție specială — au instalat numeroase aparate pentru măsurarea unei game foarte variate de parametri ai atmosferei și ai radiației solare. Ascensiunea a avut loc cu succes în mai 1931 atingîndu-se înălțimea de 16 000 m. În laborioasa lor încercare, cei doi cercetători au constatat în primul rînd schimbarea treptată a culorii cerului, care, trecînd de la albastru deschis la albastru intens, căpăta mai apoi nuanțe violete, devenind în cele din urmă negru, presărat cu o puzderie de stele, ca în timpul nopții. Acest fapt își găsește explicația datorită rarefierii tot mai accentuate a învelișului gazos al Pămîntului, pe măsură ce înălțimea crește. Ei sînt primii cercetători care au reușit să pătrundă pînă dincolo de limita superioară a troposferei ajungînd în stratosferă, înveliș atmosferic ce fusese depistat cu cîteva decenii mai înainte pe baza datelor culese cu baloane-sonde de aerologul francez *Leon Teisserenc de Bort* (1855—1913). Un an mai tîrziu profesorul Piccard face o nouă ascensiune, de astădată atingînd 16 940 m, cu care prilej efectuează o serie de cercetări amănunțite asupra intensității radiațiilor solare și asupra căderii meteoriților.

Interesant de remarcat este că pînă după cel de-al doilea război mondial nu a mai putut fi depășită înălțimea de 37 700 m atinsă în 1912 de balonul-sondă lansat la Pavia de profesorul *Gamba*. Abia în 1947, americanii folosind rachetele germane V_2 — de tristă amintire — le dau o altă destinație, transformîndu-le în rachete meteorologice. În acel an, la White Sands, în statul New Mexico (S.U.A.), este lansată o rachetă meteorologică, care atinge înălțimea de 187 km. 12 ani mai tîrziu, la 2 ianuarie 1959, este lansată, în Uniunea Sovietică, prima rachetă cosmică în direcția Lunii, care străbate, cum e și firesc, întregul înveliș al atmosferei.

Astăzi se folosește o serie întreagă de rachete meteorologice de cele mai felurite titluri, ce pot transporta la mari înălțimi sarcini utile de 300—500 kg.

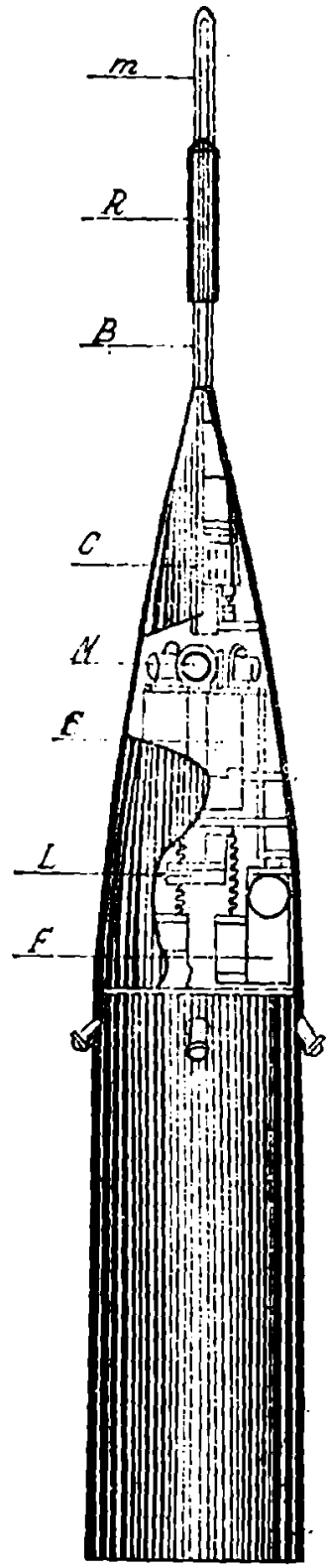
Racheta de sondaj meteorologic este dotată cu aparate de măsură a parametrilor meteorologici, cu un dispozitiv de transmitere a informațiilor și cu o instalație pe sol care recepționează și descifrează datele. Inițial rachetele utilizau combustibil lichid. În ultima vreme este tot mai des folosit combustibilul solid, alcătuit dintr-un amestec de amine cu liant plastic, care poate asigura ascensiunea aparatelor de măsură pînă la altitudini de peste 150 km.

Lansarea rachetei se face de pe o rampă specială, fiind pusă în poziție de tir la sol, după un unghi de înălțime în funcție de efectul vîntului asupra rachetei. Valorile măsurătorilor obținute sînt înregistrate la bord și apoi recuperate după parașutarea vîrfului rachetei, sau transmise direct la stația de recepție de la sol.

Corpul rachetei (fig. 7) cuprinde două părți : vîrful, sau ogiva și compartimentul cu echipamentul respectiv. În ogiva rachetei se află termometre cu rezistență electrică (R), care măsoară atît temperatura atmosferică, cît și temperatura manometrelor termice (m) cu care este prevăzută racheta. Termometrele măsoară o gamă foarte largă de temperatură, cuprinzînd valori aproximativ între —100° și +300°C. Tot în ogiva rachetei se mai află balometrele (B), al căror rol este de a măsura intensitatea radiației solare. Transmiterea datelor se face cu ajutorul unui emițător radio (E), iar stabilirea coordonatelor ogivei în timpul zborului se asigură cu un sistem radioradar (M). Blocul de alimentare a rachetei este format din baterii cu pile uscate și acumulatori (L), care funcționează la anumite tensiuni. În plus racheta mai posedă patru aparate fotografice (F) pentru determinarea poziției sale în spațiu.

Racheta meteorologică pentru determinarea vitezei și direcției vîntului are o încărcătură de foițe sau ace metalice, ce pot fi reperate cu ajutorul unui radar. Cînd racheta a ajuns la înălțimea maximă a traiectoriei, foițele metalice sînt evacuate din tub și se împrăștie în spațiu ; fiind mai grele decît aerul, încep să cadă spre Pămînt. Traiectoria foițelor metalice este înregistrată cu ajutorul radarului, care determină altitudinea lor și calculează direcția și viteza vîntului.

Fig. 7 Rachetă meteorologică



Alte rachete sînt prevăzute cu sonde, care se separă de rachetă cînd aceasta a atins vîrful traiectoriei, iar măsurarea elementelor meteorologice se face în timpul coborîrii cu ajutorul aparaturii ce se află în respectivele sonde.

Investigarea atmosferei cu ajutorul rachetelor meteorologice comportă, desigur, operații complicate și calcule dificile, în schimb rezultatele obținute sînt deosebit de precise.

În scopul lărgirii sferei de observații meteorologice și pentru a asigura obținerea de informații din zonele puțin accesibile ale suprafeței terestre sînt folosiți *sateliții meteorologici*. Cu ajutorul acestora se efectuează vaste operații de cercetare a întregului înveliș al oceanului aerian. Astfel, pentru prima oară specialiștii în domeniul meteorologiei au putut privi cu ajutorul imaginilor primite de la sateliții meteorologici atmosfera de sus în jos, în totalitatea ei, și nu numai de jos în sus cum au văzut-o secole de-a rîndul.

Satelitul meteorologic este un corp artificial lansat în spațiul circumterestru, capabil să se deplaseze un anumit timp în jurul Pămîntului, fără consum suplimentar de energie.

Lansarea sa se face cu ajutorul unei rachete capabilă să dezvolte o viteză de zbor cuprinsă între 7,9—11,2 km/s. El execută o mișcare de rotație în jurul planetei noastre, de-a lungul unei orbite de formă eliptică. Se folosește deobicei o orbită polară (fig. 8) în scopul survolării ambilor poli, deoarece Pămîntul efectuînd mișcarea sa de rotație diurnă în „interiorul" orbitei satelitului, oferă posibilitatea ca cel puțin o dată în decurs de 24 de ore, oricare punct de pe suprafața terestră să fie „văzut" de satelit. Alegerea orbitei se face în așa fel încît satelitul meteorologic să survoleze un punct oarecare de pe glob la aceeași oră locală.

Deoarece satelitul meteorologic evoluează la distanțe cuprinse între 800 și 1 400 km de suprafața Pămîntului, deci în afara limitei atmosferei active, nu poate fi prevăzut cu instrumente clasice de sondaj a învelișului gazos al planetei. De aceea se folosesc sistemele electrono-optice de investigare :

— camerele TV pentru imaginile din timpul zilei ;

— radiometre de exploatare în infraroșu ce permit obținerea de imagini cînd satelitul se deplasează deasupra emisferei terestre neluminată de Soare.

Suprafața regiunii fotografiate depinde de unghiul de luat vederi sau de cîmpul camerei TV. Imaginea obținută este transformată apoi în ondulație electrică cu ajutorul

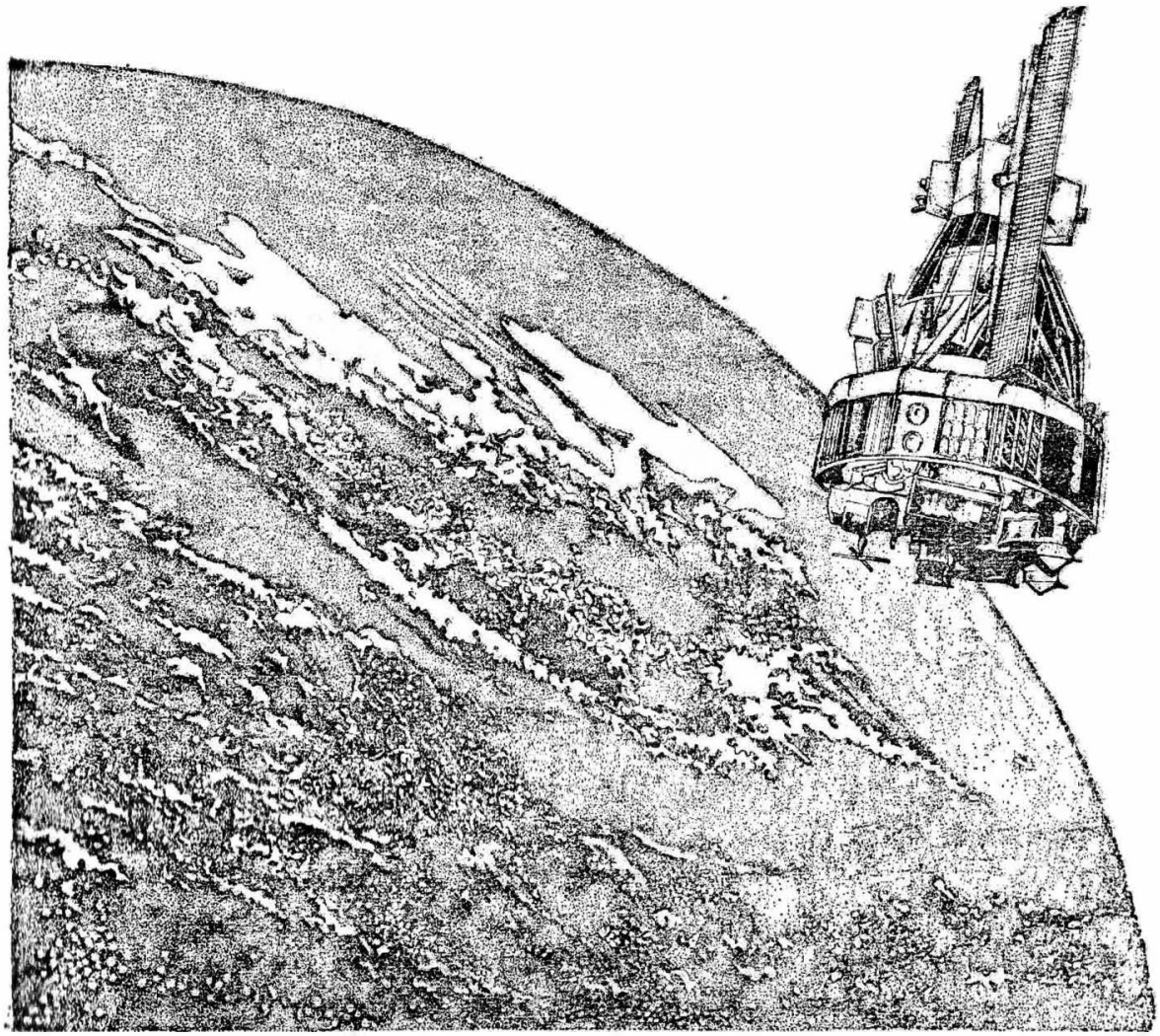


Fig. 8 Satelit meteorologic cu orbită polară

unui dispozitiv de analiză prin baleiaj, întocmit ca și în televiziune, dar pe o bandă de frecvență cu mult mai mică. Semnalele electrice care provin din analiza unei imagini se transmit instantaneu prin radio la o stație de recepție de pe sol, sau pot fi înregistrate pe o bandă magnetică și transmise în momentul interogării de către stația de telecomandă de la sol.

Ambele sisteme se utilizează și concomitent, dînd astfel posibilitate stațiilor de recepție de la sol, situate pe verticala satelitului să utilizeze fotografiile norilor de deasupra lor pentru prognoze locale ale vremii, dar și pentru a se obține o privire de ansamblu asupra formațiunilor noroase dintr-o zonă foarte întinsă din jurul stațiilor.

Acest lucru este posibil deoarece fotografiile obținute de la sateliții meteorologici pot cuprinde suprafețe imense

ce depășesc chiar 10 000 000 km^2 (cît suprafața Europei !). Pe aceste fotografii apar fie detalii terestre vizibile, neacoperite de sistemele noroase, cum sînt de pildă : țărmurile continentelor, principalele sisteme fluviatile, marile catene muntoase etc., ce servesc la localizarea geografică a diferitelor formațiuni noroase, ce apar din loc în loc, sau în mase compacte în cuprinsul imaginii.

Prin obținerea de imagini la diferite intervale de timp se poate deduce evoluția diferitelor sisteme noroase în spațiu și timp. La centrele meteorologice, fotografiile obținute de la sateliți sînt analizate pînă la cele mai mici detalii, prin redarea exactă a sectoarelor acoperite de sistemele noroase, precum și a altor fenomene meteorologice identificate (ceață, furtuni de praf și de nisip etc.). O asemenea hartă poartă denumirea de *nefanaliză*.

Semnalele electrice emise de sateliți sînt recepționate la suprafața Pămîntului de către *stațiile A.P.T. (Automatic Pictures Transmision* = transmiterea automată de imagini) cu care sînt dotate aproape toate centrele de prevedere a timpului. O astfel de stație cuprinde o antenă montată pe o turelă telecomandată cuplată electric printr-un cablu cu un pupitru de recepție. O aparatură deosebit de complexă are în principal menirea de a transforma semnalele optice și de a le fixa pe hîrtie fotografică. Imaginile fotografice obținute sînt aranjate în mod convenabil pentru a se crea o privire de ansamblu capabilă să redea situația atmosferică de deasupra unei regiuni cît mai întinse.

În țara noastră funcționează, începînd din 1970, o stație A.P.T. la Institutul de Meteorologie și Hidrologie, care a recepționat pe rînd emisiile sateliților „E.S.S.A.-8", „I.T.O.S.-1" și „I.T.O.S.-2", iar în prezent pe cele ale sateliților „T.I.R.O.S.", „N.O.O.A." și „Meteor".

Pe ansamblul de fotografii, care se obțin la stațiile A.P.T. formațiile noroase apar albe, de diferite forme în funcție de felul norilor, în timp ce zonele cu cer senin, negre.

Rolul sateliților meteorologici este de necontestat. Nu numai că pot investiga la scară planetară vastele sisteme noroase — element primordial în aprecierile asupra evoluției vremii — dar cu ajutorul imaginilor obținute pot fi depistați curenții aerieni și oceanici. S-au făcut ample mă-

surători asupra radiației solare, dar și a radiațiilor emise de Pămînt și atmosferă, precum și în recepționarea zgomotelor produse de fulgere.

Prin folosirea sateliților meteorologici s-au obținut pentru prima oară date asupra parametrilor atmosferici din vastele zone geografice inaccesibile ale planetei noastre, unde nu au putut fi instalate stații de măsurarea acestora. Nu este mai puțin adevărat că un rol la fel de important îl au și în recepționarea și transmiterea rapidă a datelor meteorologice de pe întreg cuprinsul planetei.

Primul satelit meteorologic a fost lansat cu o rachetă de tip „Vanguard" în februarie 1959 în S.U.A. În lunile octombrie și decembrie ale aceluiași an s-au lansat sateliții din seria „Explorer", în scopul detectării radiațiilor termice și al determinării bilanțului radiativ. În aceeași perioadă, în U.R.S.S. s-au lansat sateliții meteorologici din seria „Cosmos", care au transmis imagini panoramice asupra formațiilor noroase, atît ziua, cît și noaptea, precum și date asupra temperaturii aerului.

La 1 aprilie 1960 a fost lansat din S.U.A. primul din seria celor 12 sateliți „T.I.R.O.S." *(Television and Infrared Radiations Observation Satellite* = satelit de observații prin televiziune și prin detectarea radiațiilor infraroșii), ale căror orbite au fost astfel calculate încît să acopere întreaga suprafață terestră.

Pentru investigarea regiunilor polare la 28 august 1964 s-a inaugurat programul „Nimbus" cu sateliți plasați pe orbite meridiane. Dintre aceștia „Nimbus-4", lansat la 8 aprilie 1970 a fost utilizat pentru un program deosebit de complex : descifrarea formațiilor noroase, detectarea cantităților de vapori de apă din atmosferă, măsurarea temperaturii suprafeței terestre cînd atmosfera este transparentă, precum și a variației temperaturii în cuprinsul stratosferei. Un aport deosebit în seria de cercetări a programului „Nimbus" l-au avut cercetătorii americani *J.I.F. King* și *L.D. Kaplan*.

La 3 februarie 1966 s-a inaugurat, tot în S.U.A., programul „E.S.S.A.", care a cuprins opt sateliți, ultimul fiind lansat la 15 decembrie 1968. După 1970 s-au lansat seriile de sateliți „I.T.O.S.", iar în ultima vreme noua serie de sateliți „T.I.R.O.S." și „N.O.O.A."

În cadrul programului franco-american au fost lansaţi sateliţii din cadrul seriilor „Colombe“ şi „Eole“.

În Uniunea Sovietică după seria sateliţilor „Cosmos“, s-au lansat sateliţii din seriile „Molnia“ şi „Meteor“.

Pentru supravegherea permanentă a unor spaţii limitate în S.U.A. s-a elaborat programul „G.O.E.S.“ *(Geostationary Operational Environmental Satellite)* în cadrul căruia s-au lansat *sateliţi meteorologici staţionari* deasupra oceanelor Atlantic şi Pacific la o înălţime de 36 000 km a căror arie de investigare se extinde şi asupra coastelor celor două continente americane.

În 1978, Agenţia Spaţială Europeană a lansat primul satelit geostaţionar vest-european „Meteosat“, plasat pe orbită la 36 000 km înălţime deasupra ecuatorului, pe verticala golfului Guineii. Imagini obţinute de la acest satelit pot fi recepţionate direct de toate ţările europene, inclusiv şi de ţara noastră. În următorii ani, A.S.E. va mai lansa noi sateliţi geostaţionari, ce vor întregi cunoaşterea structurii atmosferice, a oscilaţiilor diferiţilor constituenţi ai acesteia şi astfel într-un viitor nu prea îndepărtat oceanul aerian îşi va dezvălui toate tainele sale.

Structura verticală a atmosferei

Multă vreme s-a crezut că atmosfera formează un strat omogen, care învăluie globul terestru întocmai unui uriaş manşon.

Abia în secolul al XVIII-lea oamenii de ştiinţă au început să cerceteze mai amănunţit înaltul ocean aerian şi să formuleze treptat o serie de păreri privind structura verticală a învelişului gazos al Pămîntului. Este de la sine înţeles că a fost mult mai greu să se constate schimbările şi transformările ce se petrec în straturile înalte ale atmosferei, din moment ce pînă în timpuri destul de apropiate nouă, omul nu s-a putut desprinde de Pămînt pentru a constata pe viu aceste deosebiri.

Primele cercetări asupra atmosferei înalte le întreprinde, în 1752, *Benjamin Franklin* (1706—1790), cu ajutorul unor zmee confecţionate special la care ataşează diferite instrumente meteorologice. Dar abia la sfîrşitul secolului al XIX-lea *Léon Teisserenc de Bort*, fondatorul

observatorului meteorologic din Trappes, și *Assman* descoperă neomogenitatea structurii atmosferice, identificînd existența a două straturi deosebite din punct de vedere a proprietăților fizice : troposfera și stratosfera.

Folosirea radiosondelor, iar mai apoi cercetările făcute cu ajutorul rachetelor și sateliților meteorologici — îndeosebi în ultimele două decenii — au permis descifrarea principalelor caracteristici legate de structura verticală a atmosferei. Astfel, s-a constatat că oceanul aerian apare ca un mediu cu o structură eterogenă nu numai pe orizontală, ci și pe verticală, fiind format dintr-o suprapunere de straturi concentrice cu densități diferite, din ce în ce mai scăzute, odată cu creșterea înălțimii.

Asupra învelișului gazos al Pămîntului acționează pe de o parte *forța de atracție gravitațională* a planetei, care scade în înălțime în raport cu pătratul distanței și *forța centrifugă,* generată de mișcarea de rotație diurnă care crește proporțional cu depărtarea de axa de rotație. Deci, două forțe antagoniste, care se echilibrează teoretic la limita superioară a atmosferei. Însă, în realitate, datorită faptului că atomii și ionii gazelor din straturile periferice ale atmosferei se deplasează cu viteze din ce în ce mai mari, ce ating limita de 11,2 km/s — cînd particulele scapă din cîmpul de atracție al Pămîntului și părăsesc oceanul aerian — adevărata limită superioară a învelișului gazos al globului este cu mult sub cea stabilită teoretic.

Și în privința formei pe care o îmbracă atmosfera au existat de-a lungul timpului diferite aprecieri. La început s-a crezut că fiind un mediu gazos atmosfera împrumută întru totul forma Pămîntului. Într-adevăr în straturile sale inferioare ea este mai turtită la poli și mai înaltă la ecuator semănînd cu forma de elipsoid de rotație a globului terestru. Explicația acestui fapt se datorează următoarelor cauze :

— în primul rînd datorită forței centrifuge ce descrește de la ecuator la poli, acționînd în acest fel cu mai mare intensitate asupra moleculelor de aer din jurul ecuatorului;

— în al doilea rînd, căldura deosebită din zona ecuatorială, favorizează puternice mișcări convective în cuprinsul atmosferei, ceea ce permite o permanentă ascensiune a aerului.

Încă din 1932 cercetările întreprinse cu ajutorul radiosondelor au stabilit că, primul strat al atmosferei, troposfera diferă ca înălțime de la pol la ecuator : 16—18 km deasupra ecuatorului, 11—12 km în dreptul latitudinii de 45° și abia 8—9 km în zona polilor.

În 1960, astronomul sovietic *V. G. Fesenkov* a emis o ipoteză care la prima vedere a apărut cel puțin ciudată și anume că atmosfera ar avea în totalitatea ei o formă de pară. Dar iată că cercetările întreprinse cu ajutorul sateliților meteorologici și al sondelor spațiale au confirmat ipoteza savantului sovietic, indicînd forma turtită spre Soare și alungită către partea opusă a centurilor de radiație din jurul Pămîntului (fig. 9). Turtirea straturilor superioare ale atmosferei își găsește explicația datorită „vîntului solar" acel flux de protoni și electroni emiși continuu de Soare.

Întocmai ca oceanele și mările globului și oceanul aerian este supus legii atracției universale, prezentînd datorită acțiunii Soarelui și Lunii, fenomenul mareelor. Acest fapt a fost evidențiat în urmă cu patru decenii și nu este deloc lipsit de importanță că printre primii din lume care

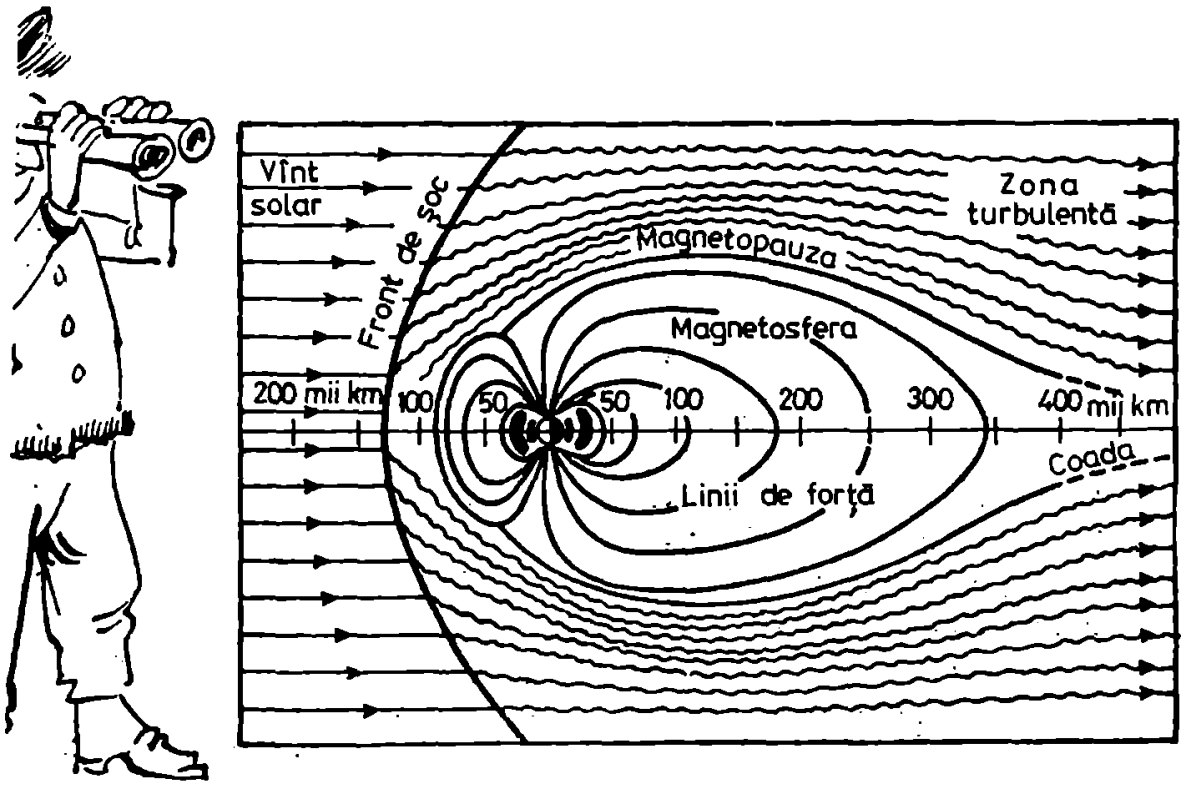


Fig. 9 Forma atmosferei

au explicat cauzele și efectele impunătoarelor maree atmosferice s-a aflat și cercetătorul român *Roland Pava.*

În funcție de variația temperaturii cu înălțimea, atmosfera se împarte în cinci straturi principale care au fost adoptate de Organizația Meteorologică Mondială :

— *troposfera* de la 0 km la 11 km ;

— *stratosfera* de la 11 km la 32 km ;

— *mezosfera* de la 32 km la 80 km ;

— *termosfera* de la 80 km la 1 000 km ;

— *exosfera* de la 1 000 km la 3 000 km.

În cuprinsul atmosferei variațiile de temperatură fiind mult mai mari pe verticală decît pe orizontală au constituit elementul caracteristic în împărțirea învelișului gazos al Pămîntului în straturile amintite (fig. 10).

După cele mai recente cercetări s-a alcătuit o delimitare mai concentrată a straturilor atmosferei și anume :

— *omosfera* (ce se întinde de la suprafața Pămîntului pînă la aproximativ 100 km înălțime) caracterizată prin omogenitatea componenței sale ;

— *eterosfera,* ce se află deasupra omosferei pînă la 10 000 km și care are un caracter eterogen, fiind alcătuită din patru straturi :

a) *stratul de azot molecular* (N_2) care se întinde pînă la 200 km ;

b) *stratul de oxigen atomic* (O) compus din atomi de oxigen între 200—1 100 km ;

c) *stratul de heliu* (He) format din atomi de heliu între 1 100—3 500 km ;

d) *stratul de hidrogen atomic* (H) format din atomi de hidrogen și care nu are o limită superioară definită. Se presupune totuși ca limită arbitrară înălțimea de 10 000 km, unde densitatea atomilor de hidrogen este identică cu cea găsită în spațiul interplanetar ;

— *magnetosfera* care se află dincolo de limita eterosferei, reprezentînd de fapt nu continuarea firească a atmosferei terestre, ci zona pînă unde se resimte efectul magnetic al Pămîntului. Limita sa extremă se presupune a fi între 64 000 și 130 000 km de Pămînt.

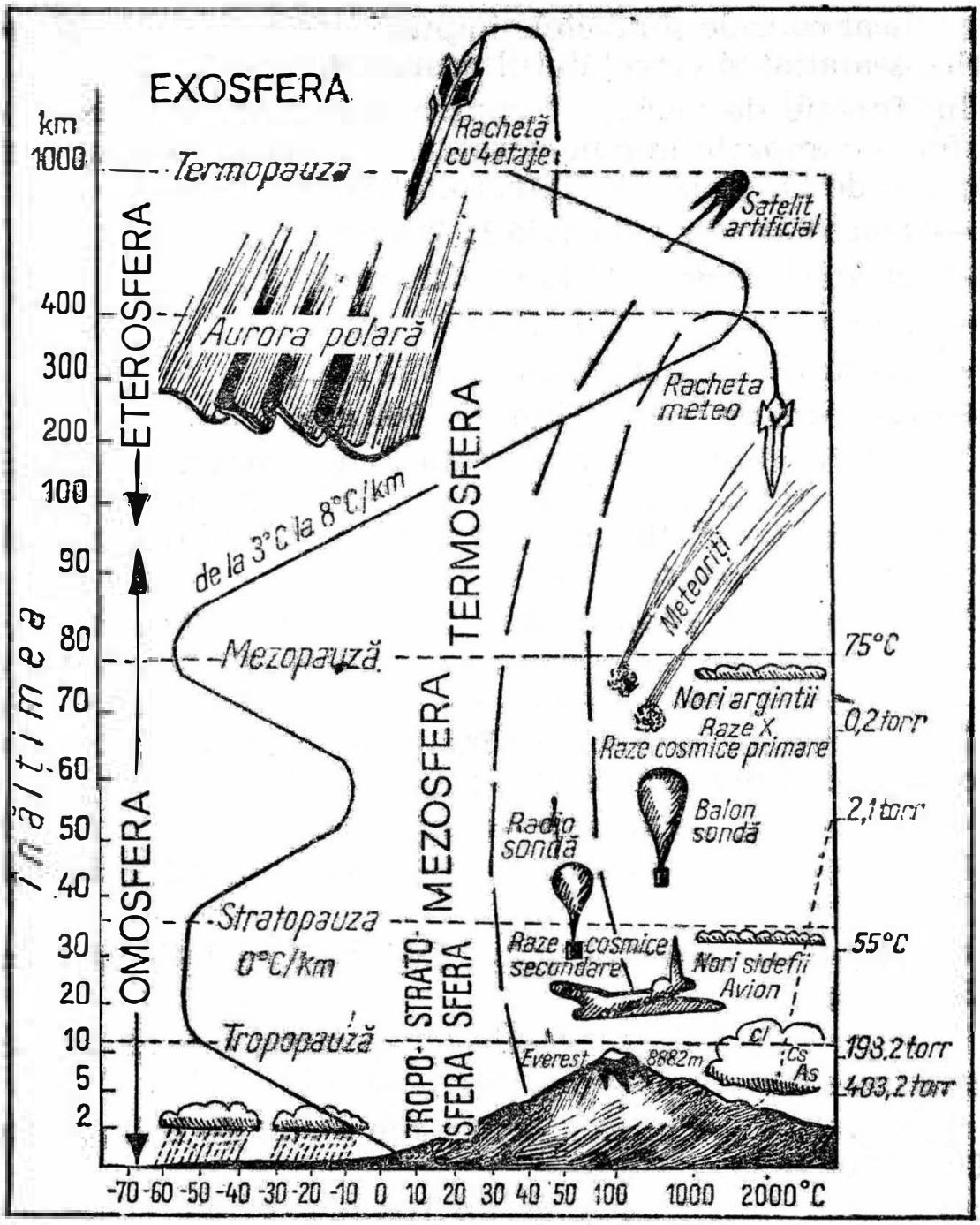


Fig. 10 **Structura verticală a atmosferei**

Primul „etaj" al atmosferei : troposfera, stratul vieții

Dacă ne-am imagina că am porni spre înălțimile cerului cu o navă în ascensiune perfect verticală, am constata cum, pe măsură ce înaintăm, temperatura aerului scade treptat în medie cu 0,6°C, la fiecare 100 m. Această scă-

dere a temperaturii aerului odată cu înălțimea se definește prin *gradient termic vertical*. Dar mai constatăm ceva : în primii 2—3 km scăderea este uneori neregulată, ba cîteodată avem de-a face chiar cu creșteri de temperatură, datorită în special marei influențe pe care o exercită suprafața Pămîntului asupra atmosferei inferioare cu care vine direct în contact.

Acest fenomen, numit *inversiune de temperatură*, se produce mai cu seamă iarna, cînd suprafețele imense acoperite cu zăpadă proaspătă împrumută aerului din imediata lor vecinătate o temperatură mult mai scăzută decît a aerului din înălțime. Inversiunea de temperatură poate avea loc și datorită invaziei aerului rece la suprafața Pămîntului, într-o anumită regiune. De obicei acest fenomen se petrece și în depresiunile montane închise — cum ar fi la noi în țară depresiunile intracarpatice Ciuc și Gheorghieni — unde aerul rece de pe pantele munților, mai dens, se scurge în cuveta depresionară și se tasează, devenind mult mai rece decît aerul de pe înălțimile din jur. Se întîmplă astfel ca temperaturile minime să coboare pînă la —30° sau —35°C la Miercurea Ciuc sau la Joseni, în timp ce la vîrful Toaca de pe Ceahlău, la 1 904 m înălțime să se înregistreze valori doar de —10° sau —15°C.

Dar să ne continuăm ascensiunea. Ajungînd la 3—4 km vom observa că scăderea temperaturii se face conform gradientului termic vertical și se menține pînă la limita superioară a troposferei, adică pînă la 8—9 km deasupra polilor și pînă la 16—18 km deasupra ecuatorului. La aceste înălțimi este deosebit de frig, temperatura aerului coborînd pînă la —80°C în dreptul ecuatorului și —50°C deasupra polilor.

Și tot în timpul ascensiunii mai constatăm, printre altele, o permanentă mișcare a aerului, provocată de inversiunile termice de care am amintit mai sus. Iau naștere astfel o serie de curenți verticali ascendenți și descendenți numiți *curenți de convecție*, ce au rolul de a amesteca și omogeniza aerul atmosferic. De asemenea mai există și *curenții de advecție*, care transportă aerul dintr-un loc într-altul pe orizontală. Nestaționaritatea aerului se manifestă și prin fenomenele de turbulență termodinamică, care contribuie la transportul căldurii pe verticală și reduce în mod sensibil vizibilitatea. Datorită acestor mișcări continue din

cuprinsul primului strat de aer al Pămîntului, savantul francez Teisserenc de Bort l-a denumit *troposferă*, de la cuvîntul grecesc *tropos*, care înseamnă agitat, turbulent.

O altă caracteristică deloc lipsită de importanţă a troposferei este că înmagazinează 75% din întreaga masă a atmosferei, precum şi aproape întreaga cantitate de vapori de apă (95%). Tocmai de aceea în cuprinsul său iau naştere norii şi se dezvoltă majoritatea fenomenelor meteorologice care determină starea timpului. Troposfera are densitatea cea mai mare dintre toate straturile atmosferei şi este singurul strat ce favorizează condiţii de viaţă pentru toate vieţuitoarele Pămîntului.

Datorită diversităţii fenomenelor ce se petrec în cuprinsul ei, troposfera nu poate fi un strat omogen şi, cum e şi firesc, a fost divizată în trei substraturi cu proprietăţi fizice diferite :

— *substratul inferior*, ce se află în imediata vecinătate a suprafeţei terestre, avînd o grosime în jur de 1 pînă la 3 km, unde se resimte din plin influenţa calorică şi mecanică a Pămîntului, mai poartă numele şi de *strat limită*. Din cauza încălzirii inegale a solului şi datorită frecării provocate de neregularităţile suprafeţei terestre, mişcarea aerului are un pronunţat caracter turbulent. Aici iau naştere norii inferiori caracteristici producerii unor însemnate cantităţi de precipitaţii :

— *substratul mijlociu*, cuprins între 2 şi 7 km înălţime, unde influenţa suprafeţei terestre e mai puţin resimţită. Totuşi şi aici se păstrează un grad destul de însemnat de turbulenţă, iar ca urmare a fenomenelor de condensare se produc norii mijlocii ;

— *substratul superior*, ce se întinde pînă la limita superioară a troposferei (9—18 km). Influenţa suprafeţei subiacente este puţin resimţită, iar temperatura aerului este în permanenţă mai mică de 0°C şi, ca urmare, apar norii superiori formaţi aproape exclusiv din cristale fine de gheaţă. De asemenea pînă la acest nivel ajung şi vîrfurile norilor de dezvoltare verticală.

Limita superioară a troposferei o formează un strat de trecere, *tropopauza*, a cărui grosime oscilează, în funcţie de anotimp şi de mişcările aerului între cîteva sute de metri şi 1,5—2 km. Temperatura aerului este, de obicei, cuprinsă între —50 şi —60°C deasupra zonelor polare şi tempe-

rate și între —70 și —80°C în zona latitudinilor tropicale și ecuatoriale, datorită grosimii diferite a troposferei în regiunile respective. Cu alte cuvinte, tropopauza coboară de la ecuator spre cei doi poli ai Pămîntului. Fluctuațiile pe care le suferă tropopauza, în funcție de deplasările maselor de aer cu proprietăți fizice diferite pot fi resimțite chiar în cuprinsul unei singure zile, producîndu-se variații importante (de 3—4 km) de înălțime deasupra unei anumite regiuni. Faptul are o deosebită importanță în modificările bruște ale vremii, mai ales în anotimpul de iarnă, cînd și circulația maselor de aer în cuprinsul troposferei se face mai rapid din cauza gradienților termici și barici mult mai mari.

Datorită fluctuațiilor pe care le suferă de-a lungul meridianelor, tropopauza se prezintă ca o suprafață discontinuă de la poli spre ecuator, fiind formată din straturi care se suprapun în parte unele peste altele (fig. 11). Astfel, deasupra calotelor polare, tropopauza arctică sau antarctică se află la cea mai mică înălțime, încît în perioada gerurilor neobișnuite coboară în aceste regiuni pînă la suprafața solului. Urmează apoi tropopauza extratropicală mai înaltă a cărei bordură nordică (în emisfera nordică a Pămîntului) și sudică (în cealaltă emisferă) se află deasupra tropopauzei arctice și, respectiv, antarctice. În sfîrșit, deasupra tropicelor și ecuatorului se află tropopauza tropicală ale cărei margini acoperă tropopauza extratropicală.

În „zonele de ruptură" ale tropopauzei, acolo unde straturile de aer se încalecă se creează cele mai mari contraste termice și barice luînd naștere *curenții fulger (jet stream)*. Ei au fost descoperiți întîmplător spre sfîrșitul celui de-al doilea război mondial de către piloții americani. Zburînd la mari înălțimi (10—12 km) în raidurile lor de bombardament împotriva Japoniei, ei au observat la un moment dat că, deși viteza aparatelor de zbor era de circa 400 km/oră, erau parcă, uneori, „țintuiți" în loc de curenți de sens contrariu înaintării lor, deosebit de puternici. Curenții fulger au fost studiați încă din 1947 de către cercetătorii americani *C. G. Rossby* și *H. Riehl*. Există pentru fiecare emisferă două traiectorii principale ale curenților fulger : prima între tropopauza arctică sau antarctică și cea extratropicală și cea de-a doua între tropopauza extratropicală și cea tropicală. Direcția de deplasare a acestor

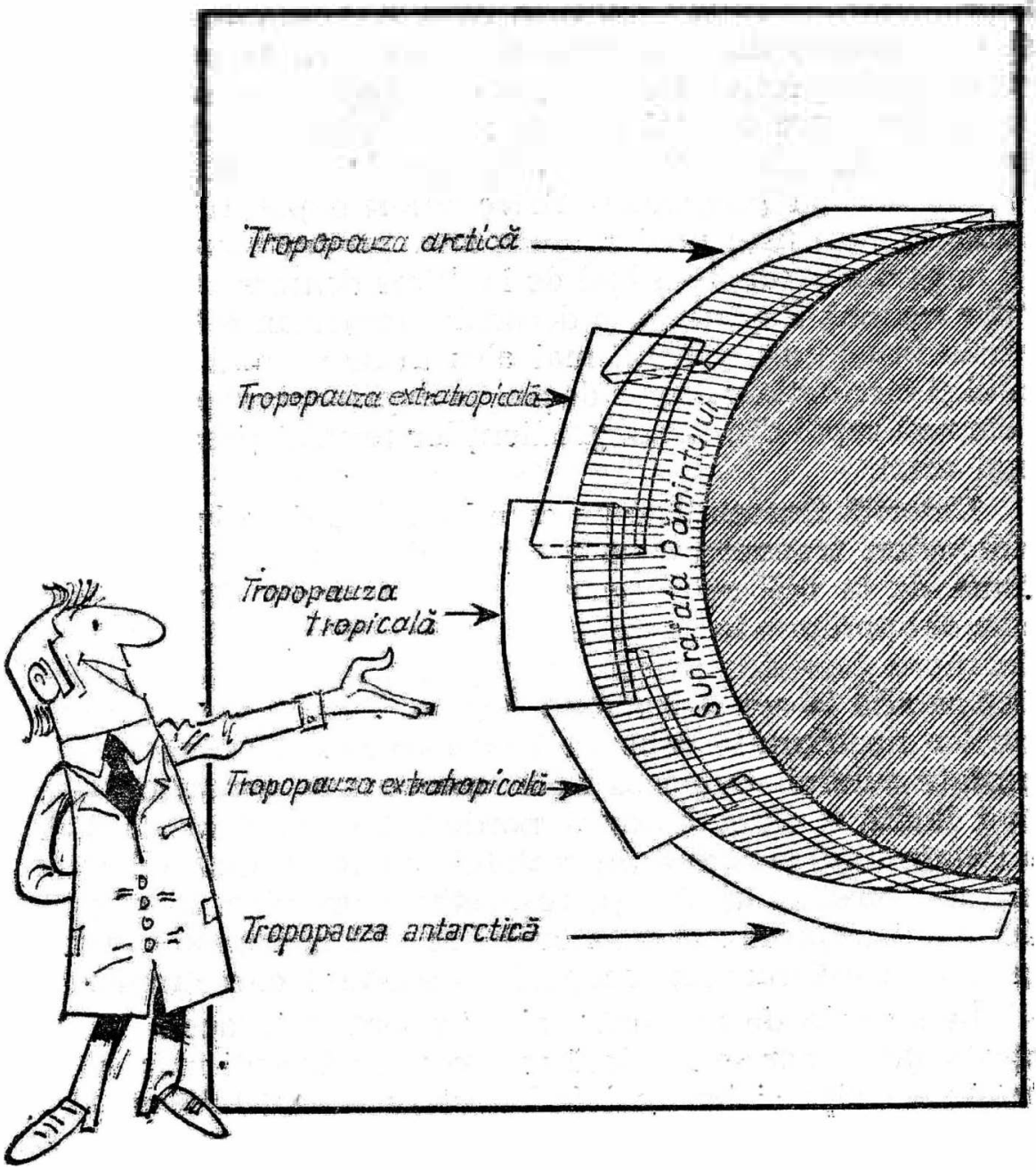


Fig. 11 Structura tropopauzei

curenți este de la vest la est în cele mai dese cazuri și apar ca două imense linii sinuoase ce se desfășoară în ambele emisfere ale Pământului : una în dreptul cercului polar, iar a doua în dreptul zonei subtropicale. Frecvența curenților jet (denumire folosită mai des în meteorologie) variază de la un anotimp la altul și uneori chiar de la o zi la alta.

În mod obișnuit asemenea curenți au o lățime de 300—500 km și o grosime de 5—7 km. Dacă îi imaginăm într-o

secțiune transversală am putea să-i asemuim unui jet de apă care trece printr-un furtun, axa centrală, cu viteze maxime, fiind înconjurată de zone concentrice în care fluidul se mișcă mai puțin rapid. Viteza medie a vîntului în centrul jetului este de 80 km/oră vara și 150 km/oră iarna. Însă viteza maximă poate depăși adesea chiar 400 km/oră, atingînd în condiții excepționale — de-a lungul traiectoriei ciclonilor tropicali din partea de sud-est a Asiei chiar 600—700 km/oră !

Ne putem oare imagina ce s-ar întîmpla dacă deodată curentul jet ar coborî pînă la suprafața Pămîntului ? Ar însemna ca prin locurile prin care ar trece acest șuvoi uriaș cu viteze atît de fantastice, nimic nu i-ar mai putea rezista în cale, iar în urma lui totul ar rămîne pustiu.

Înconjurînd globul terestru imensele meandrări ale curentului jet favorizează deplasarea în altitudine cu viteze mari a maselor de aer tropical pînă în zona polară și invers, cauzînd încălziri și răciri bruște ale aerului care, bineînțeles, se vor transmite asupra întregii troposfere, determinînd schimbări importante în aspectul vremii. Cîmpul presiunii aerului suferă modificări substanțiale legate tocmai de circuitul sinuos al acestor curenți. Cînd meandrele curentului jet au amplitudini foarte mari, ele nu mai pot reveni și se desprind din curent, alcătuind circuite închise ciclonice și anticiclonice, care au corespondent similar și la suprafața solului. Iată deci că rolul curenților jet nu se reduce numai la puternicele transformări ce au loc în partea superioară a troposferei, ci prin dinamica lor produc perturbații barometrice de care este legată geneza și evoluția ciclonilor și anticiclonilor de la suprafața Pămîntului. Cercetarea tot mai intensă care s-a făcut asupra curenților jet a adus noi concluzii în legătură cu circulația generală a atmosferei.

Al doilea „etaj" — stratosfera — ne întîmpină cu noi surprize

După ce am străbătut cu destulă dificultate tropopauza ne continuăm ascensiunea începută pătrunzînd în cel de-al doilea strat al atmosferei *stratosfera*.

S-a crezut multă vreme că stratosfera ar fi un strat *izoterm* în care pe întreaga ei grosime temperatura se menține constantă. Dar cercetările din ultima vreme au demonstrat însă că temperatura mijlocie a stratosferei este mai coborîtă deasupra ecuatorului decît deasupra polilor și prezintă oscilații de amplitudine în funcție de latitudine.

Cu toate acestea, în *stratosfera inferioară*, care se întinde de la nivelul tropopauzei pînă la 25 km înălțime, temperatura rămîne constantă, iar gradientul termic vertical este egal cu zero. Faptul se datorește echilibrului care se păstrează între căldura primită prin radiație de la Pămînt și cea pierdută, tot prin radiație către întinsul bolții cerești.

În *stratosfera superioară* (25—32 km înălțime), acolo unde presiunea atmosferică abia atinge a suta parte din cea de la suprafața Pămîntului, datorită frecării cinetice a gazelor deosebit de rarefiate, s-au constatat încălziri puternice ale păturilor de aer ce pot ajunge pînă la 50—70°C. Asemenea creșteri ale temperaturii au importante repercusiuni și asupra straturilor inferioare și mijlocii ale troposferei, ducînd deseori la distrugerea formațiilor noroase și la înseninarea cerului, iar odată cu schimbarea distribuției presiunii atmosferice la nivelul solului, se produc și inversări în circulația generală a atmosferei. Și, astfel se întîmplă ca, într-un interval scurt, vremea să-și poată schimba brusc aspectul: cerul acoperit se înseninează deodată, surprinzînd pînă și pe cei mai încercați specialiști în previziunea timpului. După ultimele cercetări s-a ajuns la concluzia că încălzirile neașteptate din stratosfera superioară se datoresc concentrării sporite a ozonului la acest nivel.

Tot în cuprinsul stratosferei pe la înălțimea de 20—25 km apar norii sidefii, irizați în culorile curcubeului, care atestă existența — e drept extrem de redusă — vaporilor de apă. Uneori păturile inferioare ale stratosferei sînt puternic perturbate de curenții jet, a căror prezență, după cum s-a arătat se face mult mai bine resimțită în cuprinsul tropopauzei.

Iată deci că nici stratosfera nu este un strat calm, ba, dimpotrivă, în ciuda presiunii atmosferice destul de scă-

zule pot lua naștere curenți verticali și orizontali, care „deranjează" adesea echilibrul statornicit pentru o vreme în straturile atît de înalte ale oceanului aerian.

Mezosfera nu este numai un „etaj" de trecere

După ce am depășit întregul înveliș al stratosferei străbatem în ascensiunea noastră imaginară un nou strat intermediar, numit *stratopauză* cuprins între 32 și 35 km înălțime, unde se constată o creștere ușoară a temperaturii aerului și o reducere treptată a densității ei.

Pătrundem apoi în al treilea „etaj" al atmosferei, *mezosfera*, care ne va întovărăși pînă la 80 km înălțime. La început temperatura aerului se menține la valori negative, apropiate de cele ale stratosferei inferioare (între —50 și —60°C), pentru ca să crească brusc către înălțimea de 50—55 km, atingînd valori pozitive destul de ridicate (70—75°C). Apoi urmează o nouă scădere, tot așa de bruscă și spectaculoasă, astfel că la limita superioară a mezosferei temperatura ajunge la —80 și chiar la —110°C.

Variația puternică a temperaturii în cuprinsul mezosferei are consecințe deosebit de importante provocînd o puternică turbulență, ce determină amestecul întregului strat. De acest fapt ne putem da seama privind în nopțile senine pe cerul înstelat, dîrele ondulate lăsate de meteoriți, precum și norii nocturni luminoși, ce apar tîrziu, mult după apusul Soarelui cu contururile lor atît de încrețite. Asupra originii acestor nori a existat la început ipoteza că ar fi rezultați din cenușa și din vaporii de apă aruncați la mari înălțimi de erupțiile vulcanice. Însă, în urma studiilor făcute în 1965 de către cercetătorii *Sidney Chapman* (1888—1970) și *Edward Kendall* (1886—1972), s-a ajuns la concluzia că norii argintii sînt constituiți din particule de praf de origine extraterestră, acoperite cu o pojghiță de gheață formată în urma sublimării vaporilor de apă, care mai reușesc să ajungă pînă la asemenea înălțimi.

O întrebare mai trebuie însă lămurită : care este cauza încălzirilor bruște ce se produc după cum s-a arătat, atît în stratosferă, la înălțimea de 25 km, cît mai cu seamă în mezosferă între 40 și 55 km ? Cauza o constituie prezența

ozonului ce se acumulează în straturile respective. Ozonul absoarbe o parte din energia radiațiilor solare ultraviolete, pe care o transformă în energie termică, ridicînd simțitor temperatura aerului la acele înălțimi. Deci, atît în cuprinsul stratosferei cît și al mezosferei există două straturi de ozon, depistate încă pe la 1880, de *Hartley* și studiate amănunțit de către *Charles Fabry* (1867—1945) în 1921.

Formarea ozonului în cuprinsul atmosferei a fost lămurită de fizicianul englez S. Chapman, care a arătat că, în anumite condiții de absorbție a radiațiilor ultraviolete din spectrul solar, moleculele de oxigen (O_2) se disociază și atomii rezultați se combină cu moleculele nedisociate, dînd naștere ozonului (O_3), o stare alotropică a oxigenului. Fenomenul este reversibil, și astfel se explică cantitatea constantă de ozon din atmosferă.

Stratul de ozon (ozonosfera) apare, deci, ca o adevărată barieră în calea tuturor radiațiilor ultraviolete de undă scurtă dăunătoare vieții, împiedicînd schimburile de energie termică și cinetică între straturile superioare și inferioale ale oceanului aerian. Grosimea stratului de ozon din atmosferă depinde de intensitatea radiațiilor solare care pot influența creșterea sau scăderea temperaturii ozonosferei.

Creșterea temperaturii în straturile de ozon duce la creșterea înălțimii acestora, mai ales în zona intertropicală, ceea ce determină importante deplasări ale aerului din altitudine dinspre ecuator spre poli, influențînd circulația generală a atmosferei și, în general, fenomenele dinamice din troposferă.

Datorită existenței ozonosferei a fost explicat un fenomen deosebit de curios. În urma unor puternice explozii provocate în ziua de 5 noiembrie 1908, la lucrările care se executau pentru străpungerea tunelului de sub masivul Jungfrau din Elveția, s-a constatat că detunătura produsă a fost auzită perfect pînă la aproximativ 40 km. Apoi, pe o distanță de peste 100 km nu s-a mai auzit nimic, pentru ca zgomotul să fie receptat din nou, destul de intens, pe o suprafață ceva mai mare decît prima. Un fenomen asemănător s-a produs și cu ocazia puternicilor canonade de artilerie din timpul luptelor de la Verdun din 1916. Abia cîțiva ani mai tîrziu oamenii de știință au ajuns la concluzia că faptele întîmplate s-au datorat reflexiei totale a

undelor sonore pe un strat din atmosferă cu densitate diferită de a straturilor inferioare. Şi acest strat nu este altul decît cel cu temperaturi ridicate din cuprinsul mezosferei, direct influenţat de existenţa ozonosferei.

„Etajul" celor mai ridicate temperaturi — termosfera

Cam pe la 80 de km înălţime un alt strat se identifică în cuprinsul oceanului aerian : *termosfera.*

După o scurtă trecere prin stratul de contact, *mezopauza,* care împrumută de obicei caracteristicile celor două straturi pe care le separă, pătrundem în cuprinsul termosferei. Avînd o grosime, după unii cercetători de circa 300—400 km, iar după alţii chiar de 900 km, termosfera este stratul temperaturilor celor mai ridicate. Într-adevăr pornind de la aproximativ —120°C, cît măsura la contactul cu mezosfera superioară, temperatura creşte vertiginos atingînd 3 000°C la 1 000 km înălţime. Faptul este explicabil datorită atît absorbţiei radiaţiilor solare de undă scurtă, cît şi interacţiunii electronilor liberi cu cîmpul magnetic terestru. Densitatea aerului calculată pe baza modificărilor suferite treptat de orbitele sateliţilor artificiali ajunge către limita superioară a termosferei la valori aproape neglijabile, atingînd abia $7{,}4 \cdot 10^{-17}$ g/cm^3.

Compoziţia chimică a termosferei este de asemenea mult deosebită de a celorlalte straturi ale oceanului aerian. Astfel în partea inferioară s-a descoperit prezenţa sodiului, iar în spectrul aurorelor polare — cuprinse între 300 şi 500 km înălţime s-au găsit şi liniile hidrogenului, a cărui existenţă era controversată pînă nu de mult. Cum e şi firesc termosfera a fost cercetată mai intens abia în ultima vreme, fie cu ajutorul rachetelor şi al sateliţilor meteorologici, fie mai ales prin analizele spectrale.

În 1955, la White Sands (S.U.A.), s-a pulverizat cu ajutorul unor rachete, la o înălţime de 200—300 km cîteva kilograme de sodiu. Au apărut o serie de pete luminiscente de culoare galben-intens foarte vizibile, cu ajutorul cărora s-au determinat direcţia şi viteza vîntului la aceste înălţimi precum şi gradului de turbulenţă a aerului.

Dar cea mai importantă caracteristică a termosferei o reprezintă gradul de ionizare deosebit de ridicat, datorită atît radiațiilor X, ultraviolete și corpusculare emise de Soare, cît și celor cosmice, venite din spațiul interplanetar.

Ionizarea se produce, de altfel, în întregul ocean aerian, dar este mult mai puternică în termosferă, deoarece deasupra ei aerul este deosebit de rarefiat, iar în cuprinsul mezosferei acțiunea factorilor ionizați este foarte slabă, fiind absorbiți pe parcurs.

Pe la 1880 meteorologul *Balfour Steward* bănuiește existența în cuprinsul atmosferei înalte a unui ansamblu de straturi electrizate, ceea ce anticipează într-un fel succesul legăturilor radio intercontinentale imaginate de fizicianul italian *Guglielno Marconi* (1874—1937), care în 1906, admitea prezența unui strat ionizat care să reflecte undele radio, pentru anumite game de frecvențe.

În 1925 *Edward Victor Appleton* (1892—1965) și *M.A.F. Barnett* au demonstrat că la mari înălțimi există de fapt mai multe pături de aer cu grade de ionizare diferite. Aceste pături numite și *straturi ionosferice,* se găsesc în cuprinsul termosferei, din care cauză i se mai spune și *ionosferă.* Printre cercetătorii care au studiat proprietățile ionosferei se numără și acad. *Theodor V. Ionescu* (n. 1899), autor al unor valoroase lucrări în acest domeniu.

Păturile ionosferice au deosebită importanță în propagarea undelor radio, care suferă un fenomen de reflexie totală imediat ce le ating, întocmai cum se întîmplă cu undele sonore în ozonosferă.

În urma cercetării cu ajutorul contoarelor de electroni instalate la bordul sateliților artificiali, s-a determinat existența a trei straturi puternic ionizate, denumite *E, F_1* și *F_2.* Așezate la înălțimi cuprinse între 100—130 km *(stratul E),* 190—230 km *(stratul F_1)* și 290—500 km *(stratul F_2),* ele au un grad din ce în ce mai intens de ionizare în raport cu înălțimea. Sub stratul E, între 70 și 90 km mai există încă un strat mai slab ionizat, *stratul D.*

Pe fiecare dintre aceste straturi se reflectă anumite unde : pe stratul D undele lungi, pe stratul E cele medii, iar pe straturile F_1 și F_2 cele scurte și ultrascurte. Transmisiile radiofonice sînt deseori slăbite sau chiar întrerupte, în funcție de variația densității electronice din straturile

respective. Uneori se produc chiar furtuni ionosferice, care provoacă tulburări foarte serioase transmisiilor.

Tot în cuprinsul ionosferei se produc furtuni magnetice și aurorele polare, considerate printre cele mai spectaculoase fenomene ale oceanului aerian.

Furtunile magnetice iau naștere datorită creșterii ionizării stratului inferior al ionosferei, ceea ce diminuează mult puterea sa de reflexie, uneori anulînd-o complet.

La rîndul lor, aurorele polare, descrise pentru prima oară în 1621, de astronomul și filozoful francez *Pierre Gassendi* (1592—1655), sînt datorate unor cauze care vor fi analizate mai pe larg într-un capitol aparte.

Ultimul „etaj" al oceanului aerian : exosfera

Ultimul înveliș al atmosferei, *exosfera*, este separat de termosferă printr-o zonă relativ îngustă numită *termopauză*.

Cuprinsă între 1 000 și 3 000 km, exosfera reprezintă stratul cu cea mai mică densitate a atmosferei terestre. Distanța dintre moleculele de gaz din cuprinsul său este de-a dreptul uriașă (100 km și chiar mai mult). Se înțelege deci, că în exosferă nu pot avea loc ionizări însemnate și nici reacții chimice între gazele componente. Exosfera este un strat limită, un prim contact cu atmosfera al fluxurilor corpusculare care vin de la Soare sau al particulelor din cosmos. Nu s-a putut stabili încă cu precizie temperatura din cuprinsul său, deși se presupune că n-ar diferi cu mult de cea a stratului imediat inferior, termosfera, dar oricum fiind sub valoarea acesteia.

Datorită faptului că la limita superioară a exosferei moleculele de aer sau părțile disociate ale acestora scapă de sub influența forței de gravitație terestră și trec în spațiul interplanetar, acest ultim strat al atmosferei a mai căpătat și denumirea de *zonă de disipație*.

În practica meteorologică este folosită destul de curent următoarea împărțire verticală a învelișului gazos al Pămîntului :

— *atmosfera inferioară*, ce se întinde de la suprafața terestră pînă la înălțimea limitei superioare de formare a

norilor, strat în care se produc majoritatea fenomenelor meteorologice ;

— *atmosfera superioară (liberă)*, adică zona de deasupra limitei superioare de formare a norilor.

Dincolo de cele cinci „etaje"...

În afara granițelor atmosferei terestre există o serie de centuri de radiație formate din particule electrizate provenite din radiația cosmică și din cea corpusculară emisă de Soare. Aceste particule sînt atrase și menținute în jurul Pămîntului de cîmpul său magnetic, numit și *cîmp geomagnetic*, care își desfășoară acțiunea, într-un spațiu mult mai vast ce depășește cu mult limitele exosferei, *magnetosfera*.

Magnetosfera are forma unui elipsoid mai alungit în partea opusă Soarelui. Particulele care vin de la Soare sau din spațiul cosmic sînt capturate aici, spre a fi dirijate apoi pe traiectorii spiralate de-a lungul liniilor de cîmp magnetic. Totalitatea acestor particule constitue o *centură de radiație*, care are o formă inelară dependentă de cîmpul magnetic terestru. Au fost descoperite trei centuri de radiație, numite și *centurile lui Van Allen*, după numele astronomului american *James Van Allen* (n. 1914) care a depistat două dintre ele, în 1959, pe baza datelor transmise de sateliții „Explorer—IV" și „Pioneer—III".

Prima centură, numită și *interioară*, deoarece ia contact parțial și cu atmosfera terestră, este formată din protoni de mare energie și înconjoară Pămîntul între latitudinile de 35° N și S, la o înălțime de 500 km deasupra părții luminate de Soare și de 1 500 km în cea opusă. Limita superioară a centurii de radiație se întinde pînă la 6 000 km.

Centura a doua are forma unei potcoave ale cărei capete se găsesc în dreptul latitudinilor de 55—65° N și S, exact la limita zonei de optimă vizibilitate a aurorelor polare. Centura începe de la 3 000 km și dispare la peste 40 000 km, în compoziția sa predominînd neutronii și electronii capturați din emisia corpusculară solară. Intensitatea radiațiilor este însă de zece ori mai redusă ca a centurii interne, dar destul de mare pentru a nu fi suportată de om. De aceea, în zborurile cosmice ale navelor spațiale

americane din misiunile „Apollo" s-a căutat să se evite contactul cu această centură și navele, la reîntoarcerea lor au pătruns în atmosfera terestră sub un anumit unghi.

Centura a treia, descoperită mai recent de cercetătorii sovietici, este constituită din electroni și nu prezintă un obstacol pentru zborurile cosmice. Ea se găsește la o depărtare de circa 55 000 km de suprafața Pămîntului și se întinde pînă la 75 000 km.

De ce este atmosfera într-o continuă mișcare ?

Oceanul aerian, întocmai ca apa mărilor și a oceanelor globului terestru, se află într-o permanentă mișcare, într-o nesfîrșită stare de agitație, datorită repartiției neuniforme a radiației solare pe suprafața Pămîntului. Regiunile ecuatoriale și tropicale primesc o cantitate de căldură de 3—10 ori mai mare decît cele polare și dezechilibrul termic astfel realizat este atenuat doar în parte de schimbul caloric efectuat de curenții aerieni sau oceanici.

Datorită încălzirii inegale a suprafeței terestre de către radiația solară, are loc o *repartiție neuniformă a presiunii atmosferice* nu numai la suprafața Pămîntului, ci și pe verticală, la diferite înălțimi în cuprinsul oceanului aerian. Pe de altă parte, *mișcarea de rotație diurnă a Pămîntului* în jurul axei sale, care se efectuează de la vest spre est, are o importanță deosebită în transportul aerului dintr-o regiune într-alta a globului terestru. În sfîrșit a treia cauză, o constituie *neomogenitatea suprafeței Pămîntului* — existența deci a vastelor întinderi continentale, a oceanelor și mărilor — care se încălzesc și se răcesc diferit și creează abateri mari, ce amplifică sau diminuează efectele circulației aerului la scară planetară.

Toate aceste cauze majore realizează în cele din urmă un schimb permanent — atît la nivelul suprafeței terestre, cît și în întreaga atmosferă — de căldură, umiditate și presiune, ce tinde treptat spre o echilibrare a diferențelor ce se creează între diferitele zone ale globului pămîntesc, ceea ce în meteorologie poartă numele de *circulația generală a atmosferei.*

Pentru a înțelege mai bine schema circulației generale a atmosferei, să ne imaginăm la început un glob terestru imobil, cu o suprafață omogenă și uniformă, încălzit de razele Soarelui, care cad perpendicular pe ecuator. Aerul din regiunea ecuatorială, încălzit puternic, se dilată și se ridică spre păturile superioare ale atmosferei, în vreme ce în zonele polare și subpolare se va produce concomitent o contractare prin răcire a aerului și, implicit, apariția mișcărilor descendente. Ca urmare, deasupra ecuatorului presiunea atmosferică va crește, în timp ce la același nivel deasupra polilor se va creea o zonă depresionară. La suprafața Pământului situația se inversează. În consecință, în altitudine apar gradienți barici orientați de la ecuator spre poli, iar la suprafața terestră de la poli spre ecuator. Aerul se va scurge în sensul meridianelor — deoarece Pământul l-am considerat ca fiind imobil — formînd curenți de sens opus. Iată deci, care ar fi schema circulației simple (fig. 12).

În realitate Pământul nu este nici imobil și nici omogen ca suprafață, iar distribuția neuniformă a energiei radiante solare în raport cu latitudinea, creează — după cum s-a arătat — o repartiție diferențiată a temperaturii și pre-

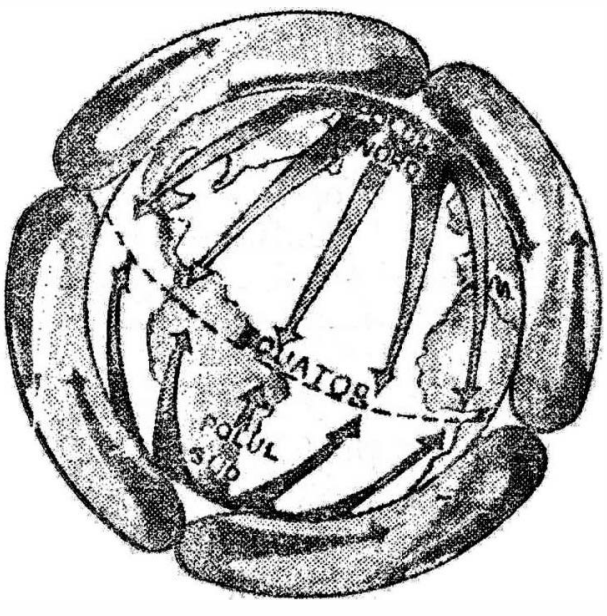


Fig. 12 Schema circulației simple a atmosferei

slunii aerului în funcție de suprafața continentelor și oceanelor.

Ținîndu-se seama de aceste cauze s-a crezut multă vreme că circulația aerului este divizată în trei circuite sol-altitudine :

— între maximele barometrice subtropicale și minima ecuatorială ;

— între maximele subtropicale și minimele temperate ;

— între minimele temperate și maximele polare, (fig. 13).

În conformitate cu datele obținute în cadrul Anului Geofizic Internațional (1957—1958), precum și cu cercetările tot mai intense făcute în ultimele două decenii cu ajutorul rachetelor și sateliților meteorologici, s-a trecut la revizuirea concepțiilor care au stat la baza teoriei circulației generale a atmosferei tricelulare.

Dacă vechea concepție punea un accent deosebit pe egalarea contrastelor termice și barice cu ajutorul *circulației meridianale* (adică de-a lungul meridianelor) și prin existența unei legături între circulația de la altitudine și cea de la sol, prin formarea așa-numitelor *circuite regionale* (tropicale, temperate și polare), noile interpretări

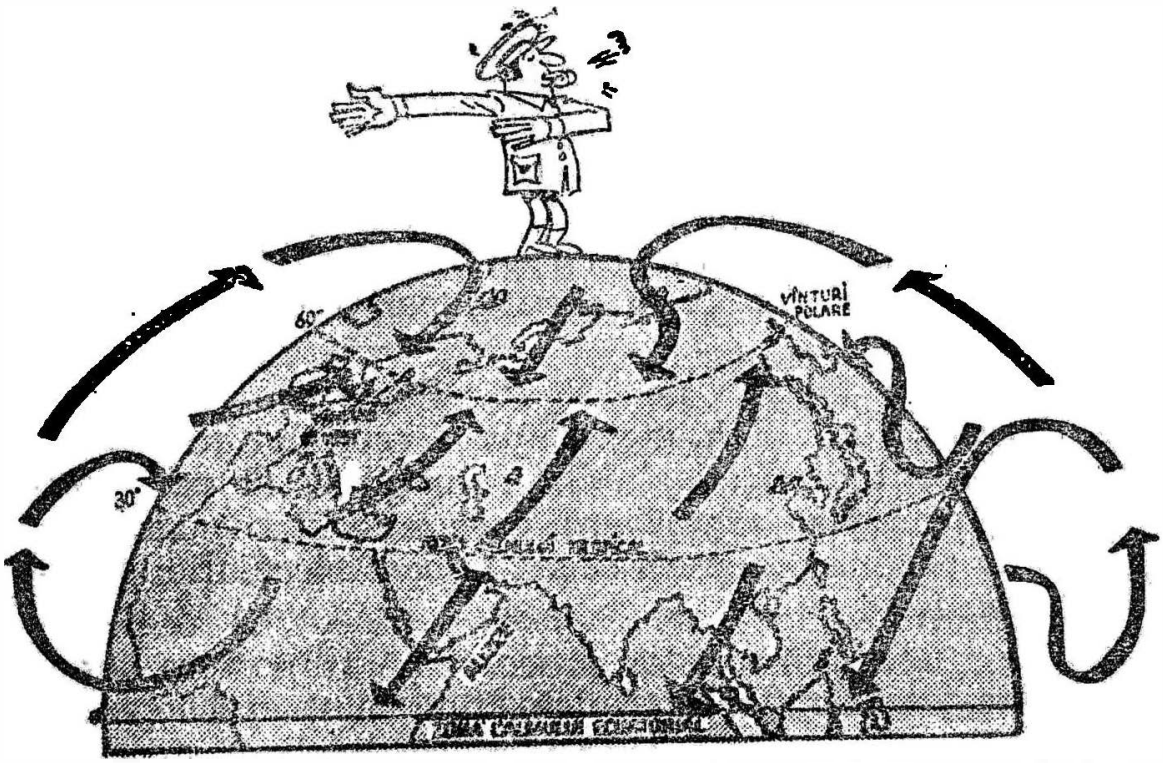


Fig. 13 **Circulația atmosferică tricelulară**

științifice consideră că egalizarea dezechilibrelor se face prin schimburile laterale neorganizate între diferitele centre barice din ambele emisfere.

Existența ciclonilor și anticiclonilor cu acțiune permanentă sau semipermanentă, mai bine organizați în emisfera nordică — ca urmare a contrastului evident între oceane și continente — determină între regiunile temperate și subpolare o mai intensă *circulație zonală* (de-a lungul paralelelor), în timp ce circulația meridianală are un rol secundar. Din această cauză la latitudini mijlocii și mari, circulația aerului în emisfera nordică este mai puțin stabilă, fiind mai de grabă o *circulație instantanee*, departe de reguli mai mult sau mai puțin fixe, așa cum ne-o înfățișa vechea schemă.

Circulația generală a atmosferei pentru emisfera sudică — deși mai puțin cunoscută datorită în special marilor întinderi de apă care îngreuiază cercetările de amănunt — prezintă o mai mare stabilitate decît în emisfera nordică. Centrele barice au, de regulă, valori mai scăzute decît în emisfera nordică, tocmai datorită întinderii mai mari a oceanelor în dauna continentelor, avînd și o activitate mai puțin intensă.

În emisfera sudică intervine însă influența deosebită a calotei glaciare de aproximativ 14 000 000 km^2 din Antarctida, în care se menține permanent aerul rece și dens, ce determină existența anticiclonului din zona Polului Sud. Cercetările internaționale care s-au făcut în stațiunile meteorologice din Antarctida au arătat rolul deosebit pe care îl are existența permanentă a acestui anticiclon asupra circulației aerului din regiunile învecinate, ce se face resimțită chiar pînă în dreptul paralelei de 50° latitudine sudică.

Cercetările făcute de *N. P. Pogosian*, *Y. Mints*, *C. G. Rossby*, *T. C. Yeh*, etc. asupra circulației generale a aerului în altitudine au stabilit rolul activ al *perturbațiilor din troposfera superioară*, care creează o macroturbulență de origine dinamică ce stă la baza circulației generale a atmosferei.

Energia necesară acestor procese din troposfera superioară este tot de natură termică, fiind în strînsă legătură cu evoluția principalelor centre barice din troposfera inferioară și de la nivelul solului. Un rol important în trans-

portul maselor de aer în altitudine îl au, desigur, curbura și mișcarea de rotație diurnă a Pămîntului, care determină caracteristicile principale ale circulației generale.

Studiile efectuate în legătură cu *curenții-fulger (jet-stream)* și situația din stratul de contact dintre troposferă și stratosferă au elucidat o serie de probleme în legătură cu transportul rapid la scară planetară a aerului între diferite regiuni ale globului situate între paralelele 25—30° și 55—60° lat. N. și S., precum și contribuția pe care curenții respectivi o au în geneza și evoluția ciclonilor și anticiclonilor mobili. Apariția unor asemenea perturbații în altitudine este urmată firesc și la nivelul solului de dezvoltarea unor centre corespunzătoare.

Curentul-jet are un rol important în apariția și evoluția activității ciclonice de la latitudini mijlocii și superioare și a precipitațiilor atmosferice generate în cadrul acestor cicloni. Iată deci că noua schemă a circulației generale a atmosferei pune în evidență îndeosebi zonalitatea în latitudine a curenților de aer, atît la nivelul solului cît și în altitudine. Schimburile și compensările în sens meridianal se realizează prin intermediul vînturilor cu componente meridianale, deviate din marile sisteme de curenți troposferici latitudinali, în strînsă interdependență cu influența varietății suprafeței terestre, a reliefului și a activității ciclonice.

Ca o concluzie la cele de mai sus, noua schemă a circulației generale a atmosferei (fig. 14) se poate subdivide în felul următor :

— *zona calmului ecuatorial*, cuprinsă aproximativ între 5° lat. N și S, unde aerul cald și umed de la suprafața solului formează mari coloane de convecție, rezultînd deci o permanentă ascensiune a sa. În această zonă nu se produc vînturi dominante la suprafața solului, dar apar — uneori cu o regularitate zilnică — furtuni violente și vijelii însoțite de puternice manifestări electrice.

Zona calmului ecuatorial „pendulează" sezonier la nord și la sud de ecuator, pînă în dreptul paralelelor de 12° lat. N și S. În troposfera superioară predomină curenții de aer ce se deplasează constant de la est la vest ;

— *zona alizeelor*, între 5—12° și 30—40° lat. N și S. Atît la suprafața solului, cît și în troposfera inferioară aerul din zona maximelor barometrice subtropicale se des-

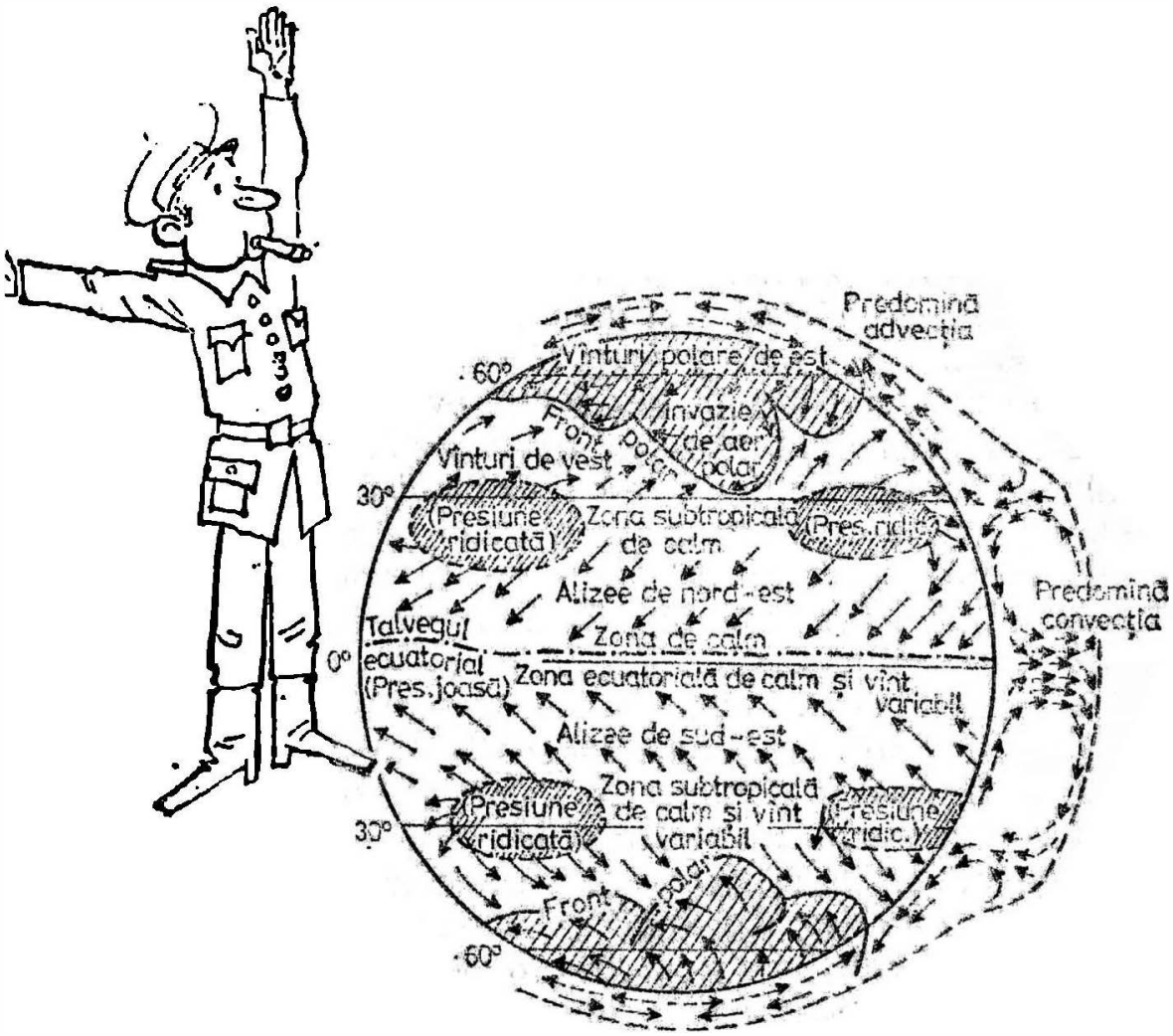


Fig. 14 Noua schemă a circulației generale a atmosferei

plasează spre regiunea ecuatorială, dînd naștere *alizeelor.* Acestea au o direcție constantă, de la nord-est spre sud-vest în emisfera nordică și de la sud-est spre nord-vest în cea sudică, datorită existenței forței de abatere a lui Coriolis și a forței de frecare.

Fizicianul francez *Gaspard Coriolis* (1792—1843) a dat una din cele mai valoroase explicații asupra deplasării curenților de aer, atît în altitudine, cît și la suprafața solului. Astfel, el a ajuns la concluzia că aerul în mișcarea sa dinspre poli spre ecuator în emisfera nordică este deviat de la direcția sa inițială nord-sud datorită mișcării de rotație diurnă a Pămîntului, pe o nouă direcție nord-est—sud-vest, iar în emisfera sudică de la sud-est spre nord-vest. În acest fel s-a putut explica și direcția de deplasare a alizeelor în cele două emisfere ale planetei noastre.

În zona de convergență a celor două alizee, din apropierea ecuatorului, forța de abatere a lui Coriolis este egală cu zero, iar diferențele de presiune se egalează repede.

Deoarece zona minimelor ecuatoriale prezintă o oscilație sezonieră spre nord și spre sud, ca urmare a mișcării aparente a Soarelui între cele două tropice, alizeele vor suferi înaintări și retrageri sezoniere, pricinuind modificări importante în climatul regiunilor respective. Aerul umed ecuatorial va înlocui aerul uscat tropical în zonele de la nord și de la sud de ecuator — cuprinse între 5—12° lat. N și S —, unde vor alterna condițiile favorabile, cu cele nefavorabile producerii precipitațiilor. Această circulație sezonieră se numește *muson ecuatorial,* și afectează regiuni întinse ale globului : Africa ecuatorială, nordul bazinului Oceanului Indian, Australia de nord, nordul Americii de Sud, America Centrală și arhipelagurile Antilelor Mari și Mici.

Și în această zonă în troposfera mijlocie și superioară predomină curenții de aer estici ;

— *zona subtropicală de vînturi variabile și de calm,* cuprinsă între paralelele de 30—40° lat. N și S, se suprapune centrelor de presiune atmosferică ridicată din aceste regiuni. Din cauza neuniformității suprafeței terestre — mai ales în emisfera nordică — brîul de presiune atmosferică este separat în centre distincte, situate de obicei deasupra oceanelor (anticiclonul azoric, hawaiian). Vînturile de la suprafața terestră descriu spirale spre exterior, în sensul acelor unui ceasornic în emisfera nordică și în sens invers în cea sudică. În acest fel aerul care se îndreaptă spre ecuator va intra în sistemul alizeic, iar cel ce se îndreaptă spre minimele barometrice temperate alcătuiește sistemul vînturilor de vest.

În altitudine apar curenți descendenți, nefavorabili producerii precipitațiilor, ce vor determina în aceste regiuni — ca și în cazul zonelor străbătute de alizee — formarea celor mai întinse pustiuri ale globului ;

— *zona vînturilor dominante de vest* se află cuprinsă între 40 și 60° lat. N și S, corespunzînd minimelor barometrice temperate.

Din zona brîurilor de maxime tropicale aerul din troposfera inferioară și de la suprafața solului se va îndrepta

atît spre nord, în emisfera boreală, cît și spre sud în emisfera australă. Și tot sub acțiunea forței Coriolis, curenții de aer se vor abate spre dreapta în emisfera nordică și spre stînga în cea sudică, avînd deci o direcție de la sud-vest către nord-est și, respectiv, de la nord-vest spre sud-est. Treptat datorită abaterii din ce în ce mai pronunțate către latitudini mai mari, curenții de aer ajung să circule de la vest către est în ambele emisfere.

În realitate însă, există puternice devieri de la direcția zonală, a circulației aerului în emisfera nordică, datorită seriei de cicloni și anticicloni mobili, care anihilează sau schimbă direcția de deplasare a maselor de aer. Nu trebuie neglijat nici aportul destul de frecvent al aerului ce se deplasează dinspre regiunile polare și subpolare, precum și al puternicilor invazii de aer tropical, care creează uneori schimbări bruște ale aspectului vremii de la o zi la alta.

Dimpotrivă, în emisfera sudică, unde suprafața subiacentă este mult mai uniformă (predomină la aceste latitudini întinsul oceanelor), vînturile de vest au — în special între 40 și 50° lat. S — o frecvență și o intensitate deosebită. Acest fapt a fost remarcat încă din secolul al XV-lea de navigatorii portughezi *Bartholomeu Diaz* (c. 1450—1500) și *Vasco da Gama* (c. 1469—1524), care în periplurile lor în partea de sud a Africei au fost întîmpinați de aceste vînturi deosebit de neprielnice navigației veliere. Mai tîrziu, savantul român *Emil Racoviță* (1868—1947) descrie vînturile năprasnice din podișul Patagoniei (America de Sud) care au modificat pe întinse spații coroanele copacilor, făcîndu-le să se aplece spre răsărit.

În altitudine, la înălțimi ce depășesc 3 km — deci la nivelul troposferei mijlocii și superioare — circulația aerului se face de astă dată tot de la vest către est, mult însă influențată de puternicile meandrări ale curenților jet, care modifică de la o zi la alta distribuția maselor de aer, creind un cadru instabil vremii ;

— *zona vînturilor polare de est* ia naștere între regiunile maximelor barice polare și minimele temperate și subpolare, acționînd îndeosebi între 60 și 90° lat. N și S. Și de astă dată, intervine forța de abatere a lui Coriolis, care schimbă direcția vînturilor dinspre nord-est în emisfera nordică și dinspre sud-est în cea sudică. Este drept

că — după cum s-a arătat — prezența „continentului de gheață" al Antarctidei modifică substanțial circulația aerului la latitudinile mari și mijlocii în emisfera sudică, mutînd cu cel puțin 10° spre nord zona de influență a acestei imense calote glaciale.

Deasupra zonelor circumpolare, în troposfera mijlocie și înaltă predomină de asemenea circulația aerului dinspre vest.

În concluzie circulația generală a atmosferei trebuie înțeleasă ca fiind rezultatul interacțiunii unui complex întreg de factori, al cărui rezultat final tinde spre atenuarea puternicilor contraste ce se nasc în cuprinsul oceanului aerian.

A DOUA MILIARDA PARTE DIN CĂLDURA SOARELUI...

Încă de la apariţia sa pe Pământ, omul s-a simţit atras de prezenţa măreţului astru al zilei, de pe bolta cerească. Şi, cum era şi firesc, în mitologia diferitelor popoare Soarele a fost personificat, atribuindu-i-se puteri nemărginite în declanşarea şi producerea unor fenomene naturale.

Locuitorii vechiului Egipt îl denumeau *Osiris* sau *Amon—Ra,* iar grecii *Phoebus,* considerîndu-l zeul luminii şi al vieţii, în cinstea lui organizîndu-se în fiecare an serbări în cele mai mari oraşe ale Greciei antice. Etruscii şi mai tîrziu romanii l-au adoptat sub denumirea de *Apollo,* celebrîndu-l prin acele „Ludi Apollinares", aducîndu-i deosebite onoruri.

Religiile aztecilor şi incaşilor au creat un adevărat cult al Soarelui.

Egiptenii au fost însă primii care l-au considerat ca izvor al vieţii, ceea ce nu-i deloc departe de adevăr.

Fiindcă tot ce există astăzi pe Pământ se datoreşte Soarelui. Întreaga noastră viaţă depinde de existenţa lui. Razele sale încălzesc solul, aerul, apa mărilor şi oceanelor, iar datorită căldurii solare se evaporă cantităţi enorme de apă, care revin pe Pământ sub formă de ploi şi zăpezi. Datorită căldurii Soarelui s-au format în străfundul Pământului nenumărate bogăţii minerale, iar la suprafaţă rîurile şi fluviile, care prin energia lor captată de om, mişcă turbinele hidrocentralelor, împrăştiind lumina în cele mai îndepărtate colţuri. Tot datorită Soarelui există şi vîntul, care alungă norii, stîrneşte vijelii sau, dimpotrivă adie lin prin crengile copacilor.

Datorită energiei pe care Soarele o emană neîntrerupt către Pământ, funcţionează şi uriaşul mecanism termic, format din ansamblul atmosferă-ocean.

Datorită Soarelui există viaţa însăşi pe planeta noastră.

Dacă ne-am gîndi că Soarele n-ar mai apărea deodată la orizont, întregul glob s-ar sfîrși în întuneric, iar viața ar dispărea pentru totdeauna.

În lumea aștrilor, Soarele deși considerat o stea de mărime mijlocie, are un volum de 1 301 000 de ori mai mare decît cel al Pămîntului. Dacă ne-am imagina un zbor în jurul său cu un avion supersonic, care ar depăși 1 200 km/oră, atunci ne-ar trebui mai bine de un an pentru a-l putea înconjura, fiindcă diametrul său (1 392 000 km) este de 109 ori mai mare decît al Pămîntului. La dimensiunile sale enorme, Soarele posedă și o temperatură extrem de ridicată : 6 000°C la suprafață și circa 20 000 000°C în centrul său. Căldura emisă într-o singură secundă de Soare ar putea topi o cantitate de 2 500 000 000 km^3 de gheață ! Dar de la depărtarea de 149 000 000 km, cît îl separă de Soare, Pămîntul nu primește decît *a doua miliarda parte* din această căldură, suficientă totuși pentru a întreține viața pe planeta noastră.

Soarele este de fapt unica sursă de energie calorică a suprafeței terestre, deoarece cantitatea de căldură pe care o primește din interior și de la celelalte stele și planete este de 5 000 de ori și, respectiv, de 30 000 000 de ori mai mică decît cea venită de la Soare.

În funcție de latitudinea geografică, fluxul și consumul de energie calorică primite de la Soare diferă (tabelul 2) :

Tabelul 2

CANTITATEA DE RADIAȚIE SOLARĂ PRIMITĂ ȘI CEDATĂ DE PĂMÎNT

Latitudinea geografică (°)	*Radiațiile primite (cal/cm²)*	*Radiațiile cedate (cal/cm²)*	*Latitudinea geografică (°)*	*Radiațiile primite (cal/cm²)*	*Radiațiile cedate (cal/cm²)*
0	0,339	0,271	60	0,232	0,277
10	0,334	0,282	60	0,193	0,272
20	0,320	0,284	70	0,160	0,260
30	0,297	0,284	80	0,144	0,262
40	0,267	0,284	90	0,140	0,252

Din datele înscrise în tabel rezultă că la anumite latitudini, cuprinse aproximativ între 0 și 35° lat. N și S, Pămîntul primește mai multă căldură decît cedează, în timp ce la latitudinile mijlocii și superioare situația este inversă.

Primele regiuni suferă deci o încălzire progresivă, iar celelalte o răcire din ce în ce mai intensă, cu cît ne apropiem de poli. Însă circulația generală a atmosferei produce o redistribuire a căldurii pe suprafața Pămîntului, atenuînd în parte contrastele termice existente.

În cadrul acestui proces un rol deosebit îl au și curenții oceanici.

Studiul bilanțului caloric terestru nu poate fi complet fără examinarea proceselor prin care apa își schimbă starea de agregare în atmosferă. Pe parcursul unui an datorită energiei radiațiilor solare intră în circuit un volum de aproximativ 500 000 km^3 apă. Mișcarea apei în atmosferă, în oceane și pe uscat constituie un sistem de importanță egală cu cel caloric. Cele două sisteme sînt de fapt în strînsă interdependență, alcătuind un mare sistem planetar unic.

Uriașa fabrică de energie

Gazele supraîncălzite și incandescente de la suprafața Soarelui emit o formă de energie numită *radiație electromagnetică*, ce se propagă cu o viteză uniformă de 300 000 km/sec. Deci, distanța dintre Soare și Pămînt va fi străbătută într-un timp de 9 minute și 20 secunde!

Spectrul radiației solare se compune din raze X, gama și ultraviolete cu lungimi de undă (λ) între 0,01 și 0,40 μ[1], care împreună reprezintă aproximativ 7% din energia totală, apoi raze luminoase (cu λ de 0,40 μ la 0,76 μ) 47% și, în sfîrșit raze infraroșii (λ mai mare de 0,76 μ) 46%.

Dacă ne-am imagina o secțiune prin Soare — de la interior către exterior — vom deosebi următoarele învelișuri: nucleul, zona radioactivă, zona convectivă, fotosfera, cromosfera și coroana. Sursa energiei solare se află în interiorul Soarelui, unde la presiuni uriașe și la temperaturi foarte ridicate, hidrogenul este transformat în heliu. Cantitatea de căldură degajată în urma acestui pro-

[1] μ = a mia parte dintr-un milimetru (micron).

ces ajunge apoi prin convecție și conducție în învelișurile de la suprafața Soarelui. Deoarece ritmul de producere a energiei este constant, cantitatea de radiație pe care Soarele o degajă este invariabilă.

Soarele emite în spațiul cosmic o cantitate enormă de energie, egală cu $5{,}316° \cdot 10^{27}$ cal/min., egală cu $3{,}8 \cdot 10^{20}$ megawați, tot atît cît ar produce 400 000 000 000 000 000 de centrale electrice uriașe. Din această imensă energie emisă, la limita superioară a atmosferei ajung doar $2{,}4 \cdot 10^{13}$ cal/min., adică $1{,}275 \cdot 10^{24}$ calorii într-un an. Pentru a produce o asemenea cantitate de căldură ar trebui ca pentru o suprafață de 1 km^2 de pe globul terestru să se consume 326000 kwh !

La limita superioară a atmosferei, cantitatea de energie radiantă, exprimată în calorii, primită de la Soare în timp de un minut pe o suprafață de 1 cm^2, așezată perpendicular pe direcția razelor solare poartă numele de *constantă solară*. Ea este egală cu 2 cal/cm^2 pe min.

Repartiția radiației Solare deasupra globului terestru este condiționată de mișcările Pămîntului, de înclinarea axei sale față de planul eclipticei (traiectoria parcursă de Pămînt în jurul Soarelui) și de forma de geoid a Pămîntului, ceea ce determină în ansamblul lor variația din cursul anului a distanței dintre Pămînt și Soare, durata inegală a zilelor și a nopților precum și înclinarea diferită a razelor Soarelui atît în cursul zilei, cît și în cursul anului (tabelul 3) :

Tabelul 3

ÎNĂLȚIMEA SOARELUI LA AMIAZĂ DEASUPRA ORIZONTULUI (ÎN GRADE) LA DIFERITE LATITUDINI, LA SOLSTIȚIU ȘI ECHINOCȚII

Latitudinea geografică	*21 martie*	*22 iunie*	*23 septembrie*	*22 decembrie*
Polul Nord	0°	23°30'	0°	—
Cercul polar de nord	23°30'	47°	23°30'	0°
Tropicul racului	66°30'	90°	66°30'	43°
Ecuatorul	90°	66°30'	90°	66°30'
Tropicul capricornului	66°30'	43°	66°30'	90°
Cercul polar de sud	23°30'	0°	23°30'	47°
Polul Sud	0°	—	0°	23°30'

Pe tabel sînt înscrise deci variațiile în timp de un an ale unghiului sub care cad razele Soarelui, în funcție de latitudinea geografică (φ), pentru a înțelege și mai bine importanța radiației solare asupra globului terestru. Astfel, se observă că la unghiul de înclinare existent al eclipticei (23°30′) înălțimea Soarelui într-un punct dat se schimbă nu numai în decurs de 24 de ore, ci și pe parcursul anului.

Înălțimea maximă pe care o atinge Soarele la amiază la latitudinea φ în zilele de echinocțiu (21 martie și 23 septembrie) va fi deci de $90^\circ - \varphi$, iar în ziua solstițiului de vară (22 iunie pentru emisfera N și 22 decembrie pentru emisfera S) $90^\circ - \varphi + 23^\circ30'$ și în ziua solstițiului de iarnă (22 decembrie pentru emisfera N și 22 iunie pentru emisfera S) $90^\circ - \varphi - 23^\circ30'$.

De pildă, la tropicul Racului (23°30′ lat. N) înălțimea Soarelui deasupra orizontului la solstițiul de vară va fi $90^\circ - 23^\circ30' + 23^\circ30'$, deci 90°, adică razele Soarelui vor cădea perpendicular pe tropice.

Pentru latitudinea țării noastre (45° lat N), la solstițiul de vară înălțimea Soarelui deasupra orizontului va fi egală cu $90^\circ - 45^\circ + 23^\circ30'$, deci 68°30′, în timp ce la solstițiul de iarnă va fi doar la 21°30′, adică $90^\circ - 45^\circ - 23^\circ30'$.

Tot din acest tabel se observă că unghiul de înălțime al Soarelui deasupra orizontului, egal cu 90° — adică trecerea Soarelui la zenit —, se realizează de două ori pe an (la echinocții) în orice punct situat în zona intertropicală (între 23°30′ lat. N și S) și doar o singură dată (la solstițiul de vară) la cele două tropice.

În zona extratropicală (la N de tropicul Racului și la S de tropicul Capricornului), razele Soarelui nu cad niciodată perpendicular pe o suprafață orizontală. Se mai observă de asemenea că timp de 6 luni pe an razele solare nu ating alternativ polii Pămîntului — între 23 septembrie și 21 martie la Polul Nord și între 21 martie și 23 septembrie la Polul Sud. În schimb tot în aceste regiuni, în celelalte 6 luni, Soarele rămîne mereu pe bolta cerului, dar sub un unghi care nu depășește 23°30′.

Să ne imaginăm acum ce se întîmplă cu o rază de Soare care pătrunde în atmosfera Pămîntului. Pînă la o înălțime de 150 km deasupra suprafeței terestre, ea își

menține intactă aproape întreaga sa energie. De aici însă și pînă la 88 km, radiațiile X și o parte din radiațiile ultraviolete sînt absorbite de oceanul aerian. Acțiunea acestor raze asupra moleculelor și asupra atomilor de azot și oxigen din atmosferă va da naștere ionosferei.

Pătrunzînd tot mai adînc în cuprinsul atmosferei terestre, care devine din ce în ce mai densă și mai bogată în vapori de apă raza va suferi fenomenul de difuziune, deviind radiațiile sale luminoase în toate direcțiile. Fenomenul mai poartă numele și de *reflexie difuză* sau *difuziunea Rayleigh*. Radiațiile roșii și infraroșii, mai puțin afectate de difuzie își continuă însă nestingherite drumul spre Pămînt.

Între 55 și 40 km și apoi pe la 25 km se produce o altă captare a razelor ultraviolete și va lua naștere ozonosfera.

Mai departe, ajungînd în troposferă, bioxidul de carbon și vaporii de apă absorb radiația infraroșie — radiație calorică cu lungime de undă mare — determinînd creșterea vizibilă a temperaturii aerului. Dacă proporția bioxidului de carbon se păstrează aproape aceeași în cuprinsul troposferei (0,033% ca volum) în schimb cea a vaporilor de apă va fi diferită, oscilînd de la 0,02% deasupra marilor regiuni deșertice, pînă la 1,8% în regiunile ecuatoriale umede.

Toată gama fenomenelor de absorbție citate, care provoacă *extincția* [1] și modificarea spectrului radiativ al razei de Soare, aduc o scădere a intensității sale, care variază între 10% în condițiile aerului uscat și curat, pînă la 30% în condițiile aerului umed bogat în vaporii de apă.

Nu trebuie uitată, de asemenea nici influența norilor. Avînd diferite forme și mărimi și acoperind mari areale ale bolții cerești, norii reflectă foarte mult prin suprafețele lor superioare, radiația de undă scurtă, provocînd întoarcerea în spațiu a 30 pînă la 60% din energia radiației solare. În aceste condiții, deseori la suprafața Pămîntului nu mai ajung decît 10—40% din radiația totală.

De asemenea suprafața mărilor și oceanelor, precum și a uscatului, cînd este acoperit cu strat proaspăt de ză-

[1] Extincția reprezintă micșorarea sau anularea intensității unui fascicul de lumină.

padă sau cu nisip, reflectă în proporţie de 1 pînă la 15% din radiaţia solară. Pentru a se putea stabili ce cantitate de radiaţie solară rămîne la suprafaţa solului, s-a convenit să se stabilească un raport exprimat în procente, efectuat între cantitatea de radiaţie reflectată şi cea a radiaţiei absorbite, raport ce poartă numele de *albedo*. El diferă atît de la o zonă la alta, cît şi în funcţie de unghiul sub care razele Soarelui cad pe suprafaţa solului. În cazul apei albedo-ul este foarte mic (2%), cînd razele Soarelui cad perpendicular, şi ridicat (40—60%), cînd ajung pe aceeaşi suprafaţă sub un unghi ascuţit.

Cînd solul este acoperit cu zăpadă proaspătă, albedo-ul este foarte mare (85—90%), este mare în cazul gheţii (45—50%), mijlociu pentru nisipuri şi sol lipsit de vegetaţie (25—30%) şi foarte mic pentru terenuri cu culturi (5—10%) şi păduri (3—5%).

Interesant de reţinut este că în procesul de încălzire a aerului din atmosferă factorul determinant îl constituie *schimbul turbulent*, care transmite o cantitate de căldură de aproximativ 500 000 ori mai mare, decît cea primită direct de la razele Soarelui. Prin încălzirea directă a suprafeţei terestre stratul de aer, din imediata sa vecinătate se încălzeşte la rîndul său, devine mai uşor şi are tendinţa de ascensiune. Locul său este luat de aerul mai rece de deasupra sa sau din imediata sa vecinătate. Astfel, se produce un puternic schimb atît pe direcţie verticală, cît şi orizontală, ce tinde să omogenizeze proprietăţile termice ale aerului atmosferic.

De asemenea tot în procesul de încălzire a aerului intervine şi fluxul caloric determinat de *radiaţie* a cărui intensitate este de aproximativ 4 000 de ori mai mare decît cel datorat încălzirii directe a atmosferei de la razele Soarelui.

Radiaţia solară directă *(insolaţia)* constituie componenta de bază a *bilanţului radiativ* [1], la care se adaugă şi radiaţia difuză, ce reprezintă energia radiantă primită de la Soare prin intermediul fenomenului de difuziune moleculară. Radiaţia difuză mai poartă numele şi de radiaţia

[1] Bilanţul radiativ reprezintă diferenţa dintre intensitatea radiaţiei primite şi cea consumată de suprafaţa terestră.

boltei cereşti, deoarece vine la suprafaţa Pămîntului din toate direcţiile.

În funcţie de înălţimea Soarelui deasupra orizontului, de valoarea coeficientului de transparenţă al atmosferei, de mărimea constantei solare condiţionată de activitatea interioară a astrului şi de variaţia distanţei dintre Soare şi Pămînt, există o serie de deosebiri între diferitele regiuni geografice ale planetei noastre în tot timpul anului aşa cum rezultă din tabelul 4.

Urmărind datele înscrise în tabel, se constată că în timp ce nebulozitatea medie anuală este mai redusă în zonele tropicale, ceea ce face ca fluxul radiaţiei solare directe să fie mai intens, coeficientul de transparenţă al aerului este mai redus în aceste regiuni în comparaţie cu cel de la latitudinile mijlocii (40—60°), datorită în primul rînd existenţei pulberilor fine în aerul de deasupra tropicelor.

Tabelul 4

INFLUENŢA NEBULOZITĂŢII ŞI A TRANSPARENŢEI AERULUI ASUPRA RADIAŢIEI SOLARE DIRECTE

Latitudinea	*60°N*	*50°N*	*40°N*	*30°N*	*20°N*	*10°N*	*0°*	*10°S*	*20°S*
Nebulozitatea medie anuală	61	58	50	40	42	48	56	46	49
Coeficientul de transparenţă	0,80	0,77	0,75	0,72	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70
Cantitatea anuală posibilă de radiaţie solară (cal/cm²)	105	128	148	168	172	183	187	183	172
Cantitatea anuală reală de radiaţie solară directă (kcal/cm²)	41	54	74	91	100	95	82	80	88
Raportul dintre radiaţia reală şi radiaţia posibilă (%)	39	42	50	56	58	52	44	44	51

Se constată, de asemenea, că atît cantitatea anuală posibilă de radiație solară calculată în kcal/cm², cît și cantitatea reală de radiație solară directă vor fi mai mari în zona intertropicală decît la nord și la sud de tropice, datorită unghiului de înclinare al înălțimii Soarelui deasupra orizontului.

Analizînd repartiția radiației totale anuale pe suprafața Pămîntului se constată că cele mai mari valori (în jur de 200 kcal/cm² pe an) se întîlnesc în zona deșerturilor tropicale (Sahara, Nubia, Arabia, Tharr, Kalahari, Gibson etc.), unde nebulozitatea e foarte scăzută. În zona ecuatorială, datorită puternicelor mișcări ascendente și marii nebulozități anuale, valorile radiației totale anuale sînt mai mici, ajungînd abia pînă la 140 sau chiar 120 kcal/cm² pe an. Cele mai reduse valori (70—80 kcal/cm² pe an) apar în zonele polare și subpolare.

În România, valoarea radiației totale anuale variază între 110 kcal/cm² pe an în nordul țării și 130 kcal/cm² pe an în sud.

„Efectul de seră" al Pămîntului

Suprafața oceanelor și a uscatului radiază necontenit energia primită de la Soare, trimițînd-o înapoi în atmosferă. Acest proces se numește *radiație terestră*, sau radiație de unde lungi (calorică).

Atmosfera, la rîndul ei, radiază energie atît spre Pămînt cît și în spațiu, unde se pierde. O mare parte din radiația terestră (³/₄) este reținută de atmosferă, datorită tocmai existenței bioxidului de carbon și vaporilor de apă. Deci, atmosfera inferioară acționează ca o pătură care restituie căldură Pămîntului și împiedică scăderea excesivă a temperaturii suprafeței terestre în timpul nopții sau în timpul iernii la latitudinile mijlocii și mari. Este așa-numitul „efect de seră" pe care îl joacă atmosfera inferioară a Pămîntului în procesul de menținere a căldurii suprafeței terestre.

Suprafaţa Pămîntului mai emite apoi energie calorică în atmosferă prin conducţie directă, căldura fiind transferată direct de pe suprafaţa oceanului şi uscatului păturilor de aer din imediata lor vecinătate. Cînd solul este mai rece decît aerul de deasupra sa, conducţia acţionează în sens invers, solul primind căldură de la aer.

Un alt mod de transfer al energiei calorice de pe sol în atmosfera inferioară este datorat căldurii latente asociate cu evaporarea şi condensarea ulterioară a apei. Atunci cînd apa se evaporă de pe suprafaţa oceanelor şi a solului umed, energia calorică intră într-o formă latentă, înmagazinată fiind în vaporii de apă, care se amestecă în atmosfera inferioară, luînd cu ei căldura latentă. Apoi vaporii de apă condensează la un anumit nivel, numit *nivel de condensare,* iar norii şi precipitaţiile care vor lua naştere vor elibera căldura latentă sub formă de căldură sensibilă, ce va ridica temperatura atmosferei inferioare.

Influenţa apei şi uscatului asupra bilanţului caloric

Uscatul şi apa au capacităţi calorice diferite, deoarece aceste două medii se încălzesc şi se răcesc diferit, determinînd mai departe o diferenţiere a gradului de încălzire a păturilor de aer ce vin în contact direct cu ele. Uriaşul potenţial energetic, care face ca apele oceanului planetar şi masele de aer să se mişte, provine din razele solare. Acestea sînt mai întîi absorbite de stratul superficial al apelor oceanice care se încălzesc, rezultînd diferenţele de temperatură, de densitate şi de presiune ale stratului de aer în contact cu ele.

Ansamblul atmosferă-ocean, influenţat de energia solară, constituie pentru întregul glob o imensă „maşină termică".

Un fapt de mare importanţă în analiza bilanţului caloric terestru îl constituie diferenţa între suprafaţa uscatului şi a apei în ceea ce priveşte absorbţia căldurii. Supra-

fața uscatului se încălzește rapid și intens sub acțiunea razelor solare, pe cînd cea a apei se încălzește lent și moderat. Apoi răcirea uscatului se face într-un ritm mai rapid, atingînd temperaturi mult mai joase decît suprafața apei, cînd radiația solară încetează. Deci contrastele de temperatură sînt mai mari pe uscat și devin moderate în zonele mărilor și ale oceanelor. Datorită faptului că încălzirea și răcirea diferită a suprafețelor uscatului și ale oceanului planetar influențează atmosfera inferioară și temperatura aerului va suferi modificări în acest sens.

Această stare de lucruri își găsește explicația în principii simple de fizică. Apa, fiind transparentă, permite razelor Soarelui să pătrundă în adînc, distribuind căldura lor într-un strat relativ gros. Solul opac absoarbe căldura numai la suprafață. Apoi apa din mări și din oceane se amestecă mereu, datorită curenților verticali (ascendenți și descendenți), ceea ce favorizează repartizarea și înmagazinarea căldurii în straturi tot mai adînci, pe cînd în sol n-au loc asemenea mișcări. De asemenea, suprafața apei permite evaporarea continuă, ceea ce dă naștere unui proces de răcire, care duce la micșorarea temperaturii de la suprafață, în timp ce deasupra solului, chiar dacă este acoperit cu vegetație sau are o anumită umiditate, procesul de evaporare și deci de răcire are loc într-o măsură mai redusă. În sfîrșit, apa trebuie să absoarbă o cantitate de căldură de cinci ori mai mare în raport cu suprafața solului, pentru a-și ridica temperatura.

Este, deci, normal, să existe diferențe importante între anumite regiuni de pe suprafața terestră în funcție de repartiția apei și uscatului. Zonele în care uscatul este preponderent vor avea variații mari de temperatură, nu numai în cursul unei zile, ci și de-a lungul anului, în timp ce aceste diferențe vor fi sensibil diminuate în regiunile limitrofe mărilor și oceanelor.

Pentru a avea o imagine și mai completă a repartiției apei și uscatului pe diferite grade de latitudine (în milioane km^2) să urmărim tabelul 5 :

REPARTIȚIA APEI ȘI USCATULUI PE SUPRAFAȚA PĂMÎNTULUI

Latitudinea (°)	*Emisfera nordică*			*Emisfera sudică*		
	Suprafața totală	*Uscat*	*Mare*	*Suprafața totală*	*Uscat*	*Mare*
90—80	3,9	0,4	3,5	3,9	3,9	—
80—70	11,6	3,4	8,2	11,6	8,2	3,4
70—60	18,9	13,5	5,4	18,9	1,9	17,0
60—50	25,6	14,6	11,0	25,6	0,2	25,4
50—40	31,5	16,5	15,0	31,5	1,0	30,5
40—30	36,4	15,6	20,8	36,4	4,2	32,2
30—20	40,2	15,1	25,1	40,2	9,3	30,9
20—10	42,8	11,3	31,5	42,8	9,4	33,4
10— 0	44,1	10,1	34,0	44,1	10,4	33,7

Cum se măsoară temperatura aerului ?

Printre alte definiții care s-au dat temperaturii a fost și aceea de mărime scalară ce caracterizează starea de încălzire a unui sistem fizico-chimic. Temperatura reprezintă *intensitatea căldurii* și nu *cantitatea* ei, de aceea poate fi reprezentată prin energia care este transferată de la un corp la altul, prin diferite procese termice, cum ar fi : radiația, conducția și convecția.

Dacă două corpuri cu temperaturi diferite se află în legătură unul cu altul, de la corpul cu temperatură mai ridicată se va produce un transfer de energie, către corpul cu temperatura mai coborîtă. Acest transfer de energie nu este altceva decît o anumită cantitate de căldură — sau, așa cum se definește în fizică, *energie calorică*. Pentru a reliefa și mai mult diferența dintre noțiunile de temperatură și căldură, amintim că prima are ca unitate de măsură *gradul* (°), iar cea de a doua *caloria* (cal.).

Mărimea gradului de temperatură depinde de modul în care se împarte scara termometrului. În mod frecvent,

și în special în meteorologie, se folosește *gradul centigrad* sau *gradul Celsius,* ce reprezintă a 100-a parte din variația volumului aparent (se ia în considerare și dilatația sticlei) al mercurului din corpul termometric, atunci cînd este trecut din gheața care se topește, direct în vaporii apei ce fierbe la presiune normală. Pe scara Celsius punctul de fierbere a apei este cotat la 100°, iar cel de topire a gheții la 0°.

Sistemul internațional utilizează însă *gradul absolut* sau *gradul Kelvin,* ce are aceeași valoare cu un grad Celsius, dar scara Kelvin, începe la treapta sa inferioară de la —273,16° încît în cazul aceleiași temperaturi, valoarea exprimată în grade Kelvin este mai mare decît cea exprimată în grade Celsius, cu 273,16°.

Unele țări utilizează *scara Fahrenheit,* care are punctul de fierbere a apei 212°, iar ca punct de topire a gheții 32°. Mai rar este folosită și *scara Réaumur* ce are ca punct de fierbere a apei 80°, iar punctul de topire a gheții 0°.

În cazul în care sîntem nevoiți să utilizăm un termometru cu una din aceste gradații, pentru a găsi echivalentul în grade Celsius (°C) — scara termometrică utilizată în țara noastră — aplicăm următoarea relație :

$$1°C = \frac{4°}{5} R = \frac{9°}{5} F$$

Pentru măsurarea temperaturii se utilizează instrumente speciale numite *termometre.* Principiul de funcționare a termometrelor se bazează pe variația volumului substanțelor termometrice, în funcție de variațiile temperaturii.

În meteorologie sînt utilizate în special termometrele cu lichid și de cîțiva ani încoace și termometre electrice. Sînt și termometre care în loc de lichid folosesc un gaz, dar aplicabilitatea lor ține de alte domenii. Termometrul cu lichid are drept substanță termometrică : mercurul, alcoolul etilic, etc. Construcția lor se bazează pe deformarea produsă de contractarea sau dilatarea acestei substanțe.

Temperatura instantanee a aerului se măsoară cu *termometrul ordinar,* care este alcătuit dintr-un rezervor (sferic, cilindric sau tronconic) la care se află sudat un

tub capilar prevăzut cu o cavitate la partea superioară. Atît în rezervor, cît și într-o porțiune a tubului capilar se găsește mercur. Scara termometrului este o placă de porțelan alb, gradată de la —35°C la +60°C, de care se fixează tubul capilar. Fiecare grad este împărțit în cinci părți. Scara termometrului se sprijină la partea inferioară printr-o garnitură de sticlă, iar la partea superioară, printr-un mic cilindru din material plastic. Termometrul este protejat printr-un tub de protecție de sticlă. La capătul superior al acestui tub se află o garnitură metalică cilindrică.

Temperaturile extreme ale aerului — minima și maxima — se măsoară cu ajutorul termometrelor de minimă și, respectiv, de maximă, care, datorită unor particularități de construcție, pot înregistra valorile respective.

Pentru măsurarea variațiilor temperaturii aerului atmosferic în interval de 24 ore sau de o săptămînă se folosește *termograful* (fig. 15). Acest aparat înregistrator este format în linii mari din : partea receptoare alcătuită dintr-o piesă sensibilă la variațiile de temperatură (de obicei o lamă bimetalică), partea transmițătoare ce cu-

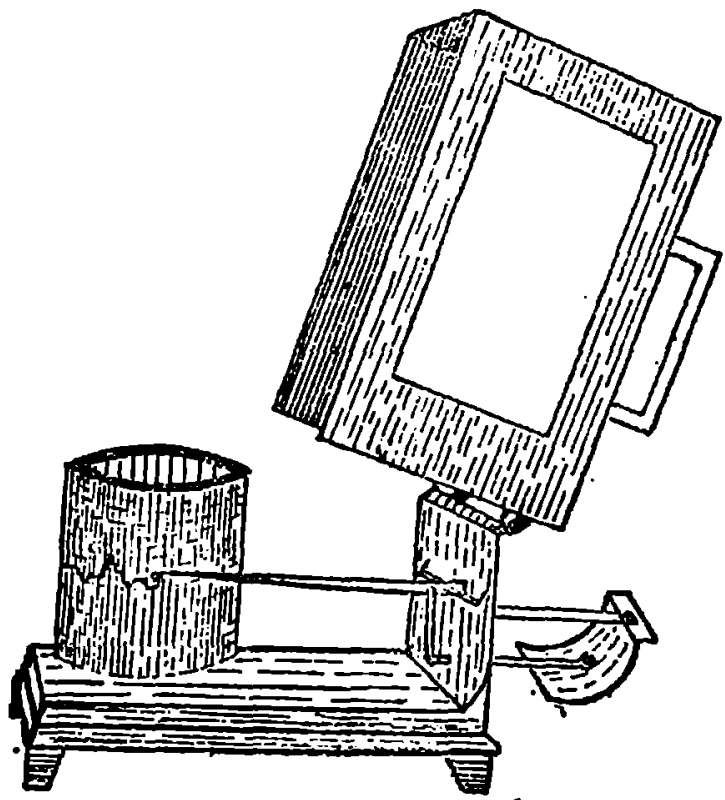


Fig. 15 Termograful

prinde un sistem de pîrghii de transmisie și partea înregistratoare formată dintr-un tambur pe care se înfășoară diagrama și care se învîrtește datorită unui mecanism de ceasornic.

Termometrele pentru măsurarea temperaturii aerului cît și termograful se instalează în *adăpostul meteorologic* (fig. 16). Adăpostul este format dintr-o căsuță de lemn așezată pe un suport cu patru picioare. Deoarece se află la înălțimea de 2 m, este prevăzut și cu o scară. Căsuța adăpostului are pereții laterali confecționați din jaluzele înclinate la 45°, pentru a se umbri una pe alta și a nu lăsa razele Soarelui să pătrundă în interior. Partea inferioară este formată din două scînduri în cruciș cu spații libere între ele, acoperite cu o sită metalică, care asigură împreună cu spațiul dintre jaluzele ventilația permanentă a aerului. Acoperișul este dublu, partea de deasupra fiind acoperită cu pînză de sac. Ușa adăpostului se orientează spre nord. Întregul adăpost este vopsit în alb la exterior și în negru în interior. Termometrele ordinare se așază pe suportul respectiv, astfel ca rezervoarele cu mercur să se găsească la 2 m deasupra solului.

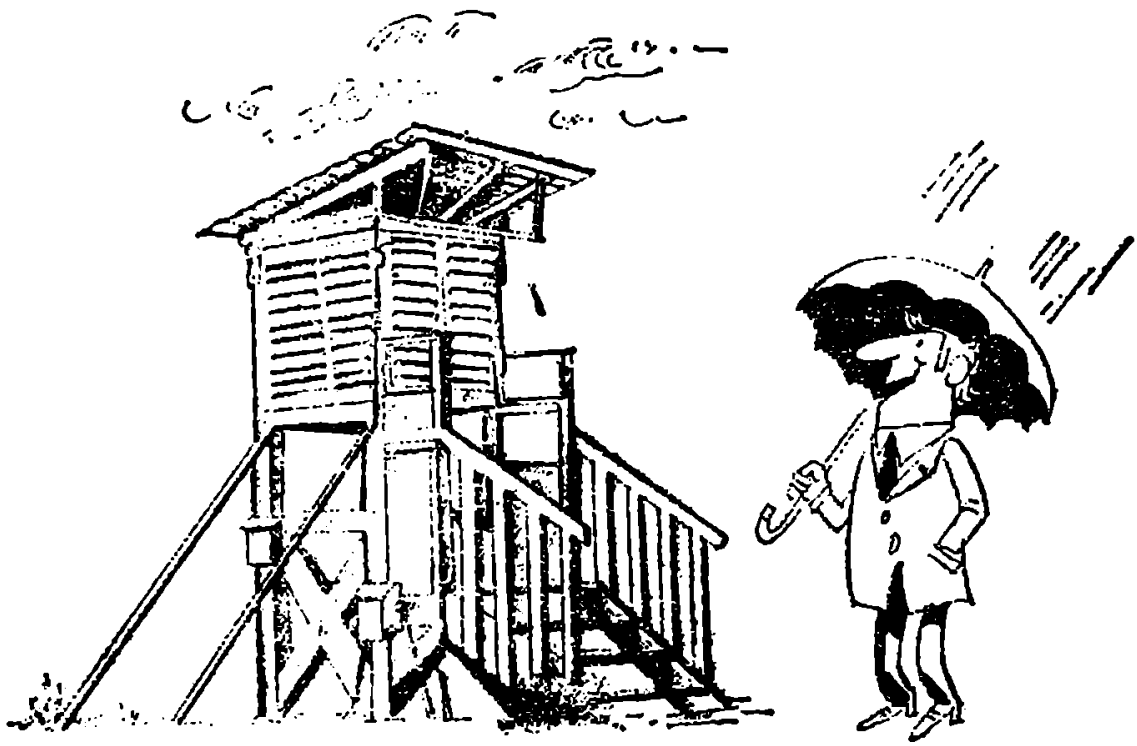


Fig. 16 Adăpostul meteorologic

În scopul determinărilor rapide ale temperaturii aerului și ale temperaturii solului, la diferite adîncimi, se utilizează termometre electrice ce pot fi : termoelemente, termometre cu rezistență electrică și termistori.

Cum este repartizată temperatura aerului pe suprafața Pămîntului

Temperatura aerului este un element meteorologic de maximă importanță în caracterizarea climatică a unei regiuni. În diferite clasificări climatice, temperatura aerului împreună cu precipitațiile atmosferice constituie baza definirii tipurilor de climă și de diferențiere a acestora.

Nu se poate vorbi, apoi, de o prognoză adevărată a vremii în care temperatura probabilă să nu-și aibă locul său bine definit, fiindcă, de fapt, toți sîntem obișnuiți să considerăm datele privind temperatura aerului ca indicațiile cele mai sigure în ceea ce privește modul în care ne vom desfășura activitatea în aer liber.

Există un *ritm diurn* de creștere și de scădere a temperaturii. Acest ritm este uneori „deranjat" mai ales în anotimpul rece al anului de invaziile bruște de aer rece sau cald, care pot face să scadă repede temperatura aerului în plină zi sau dimpotrivă să crească noaptea. Există apoi un *ritm sezonier* în evoluția temperaturii aerului în cursul unui an : de la temperaturi scăzute în timpul iernii la temperaturi din ce în ce mai ridicate spre vară, pentru ca apoi curba temperaturilor să urmeze o linie descendentă spre anotimpul rece al anului. Se mai produc și schimbări medii sistematice ale temperaturii aerului de la ecuator spre poli, ca și de la oceane spre ariile continentale.

Cu toate acestea, Pămîntul ca planetă își menține un echilibru termic. Dacă acest echilibru termic ar fi dereglat fie în sensul creșterii, fie al descreșterii temperaturii, suprafața terestră ar deveni prea caldă sau prea rece, cu alte cuvinte ar fi improprie vieții.

Datorită influențelor pe care le exercită diferiți factori astronomici și fizico-geografici, cum ar fi latitudinea geografică, repartiția apei și a uscatului, curenții oceanici, relieful etc., temperatura aerului la suprafața Pămîntului este uniform repartizată așa cum se arată în tabelul 6 :

REPARTIŢIA TEMPERATURII MEDII LA SUPRAFAŢA PĂMÎNTULUI

Latitudinea	*Temperatura medie*			*Amplitudinea termică anuală*
	Anuală	*Ianuarie*	*Iulie*	
P.N.	—19°0	—36°0	0°	36°0
80°	—17°2	—32°2	2°0	34°2
70°	—10°4	—26°9	7°2	34°1
60°	— 0°6	—16°4	14°0	30°4
50°	5°4	— 7°7	18°1	25°8
40°	14°0	4°6	23°9	19°3
30°	20°4	13°8	26°8	13°0
20°	25°0	21°8	27°3	5°5
10°	26°0	25°4	26°1	1°7
Ecuator	25°4	25°3	25°9	0°6
10°	24°7	25°2	23°0	2°2
20°	22°8	25°3	20°1	5°2
30°	18°3	22°6	15°0	7°6
40°	12°0	15°3	8°8	6°5
50°	5°3	8°4	3°0	5°4
60°	— 3°4	2°1	— 9°1	11°2
70°	—13°6	— 4°5	—23°0	19°5
80°	—27°0	—10°8	—39°5	28°7
P.S.	—33°0	—13°0	—48°0	35°0

Din lectura tabelului se pot trage cîteva concluzii interesante.

În ambele emisfere ale Pămîntului, temperatura medie anuală scade de la ecuator spre poli, datorită descreşterii radiaţiei solare în aceeaşi direcţie. Excepţie face zona de creştere locală a temperaturii din regiunea paralelei de 10° lat. N, din cauza întinderii mari a uscatului.

Variaţia temperaturilor medii anuale de la o paralelă la alta nu se face cu aceeaşi viteză. Astfel, între ecuator şi paralela de 20° lat. N şi S., scăderea temperaturii este foarte slabă (mai puţin de 2°C la fiecare 10° lat.). Cu alte cuvinte, ţinînd seama şi de creşterea menţionată mai sus

se poate spune că regiunile ecuatorială și subecuatorială pot fi considerate aproape omogene. În schimb între latitudinile de 20 și 80° în ambele emisfere, temperatura scade foarte repede — pe alocuri cu 10—13°C la fiecare 10° lat. Mai departe, spre poli, scăderea temperaturii încetinește iarăși într-o oarecare măsură.

În emisfera sudică, tot datorită suprafeței foarte reduse a uscatului, temperatura medie anuală pe latitudine este mai scăzută decît pe latitudinea corespunzătoare din emisfera nordică. O apreciabilă influență de răcire asupra emisferei sudice o are imensa calotă glaciară a Antarctidei.

Pentru a ilustra și mai mult diferența din punctul de vedere termic dintre cele două emisfere, se cuvine să arătăm că temperatura medie anuală a emisferei nordice este de 15,2°C, iar a emisferei sudice doar de 13,3°C. Temperatura medie anuală a globului este de 14,3°C. Amplitudinile anuale cresc apoi de la ecuator spre poli, odată cu descreșterea cantității de radiație solară pe anotimpuri în aceeași direcție. Dacă în emisfera nordică creșterea apreciabilă a amplitudinii termice începe de la paralela de 20°, în emisfera sudică ca urmare a repartiției deosebite a uscatului și a apei, creșterea amplitudinii începe abia de la paralela de 60°.

Cea mai călduroasă lună a anului este iulie în emisfera nordică pentru paralela de 20° lat. N. Deci, în deșerturile Sahara și Nubia, în sudul peninsulei Arabia, în podișul Dekkan, în nordul Indochinei sau în sudul Mexicului, vara este deosebit de fierbinte.

În contrast, cea mai rece lună a anului este tot iulie, dar în Antarctida, unde media lunară (—48°C) este cu 12°C mai scăzută decît media lunii ianuarie de la Polul Nord (—36°C) !

Pentru a cunoaște repartiția temperaturilor pe suprafața globului se studiază hărțile cu *izoterme*, adică cu izoliniile ce unesc puncte cu aceleași temperaturi medii ale anului pe suprafața terestră. Valorile medii de temperatură se calculează pentru diferite perioade de timp, cele mai des folosite fiind cele lunare și anuale. Izotermele se trasează din grad în grad, din 2 în 2, din 5 în 5 sau din 10 în 10 grade. Deosebit de caracteristice sînt hărțile izo-

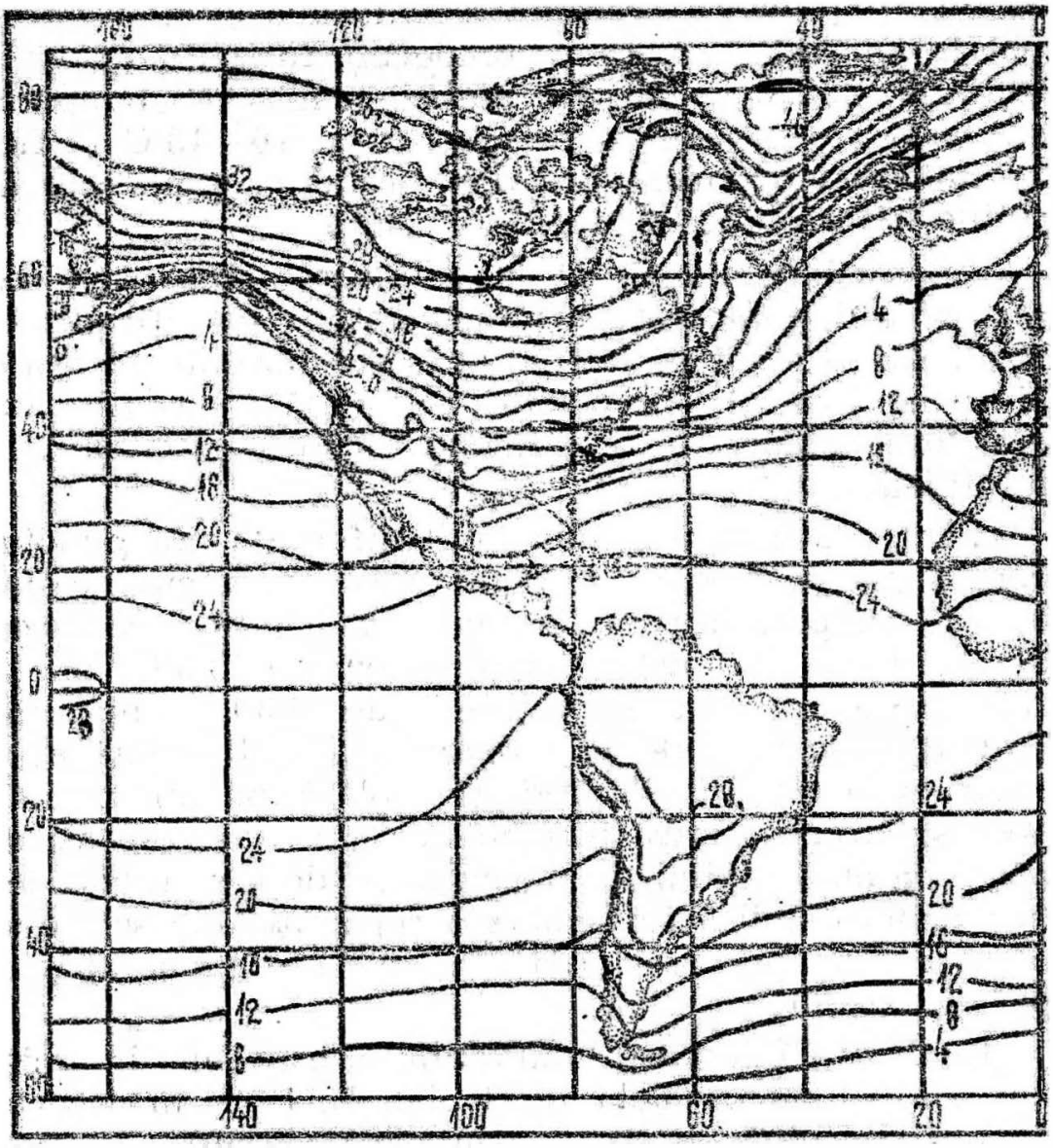
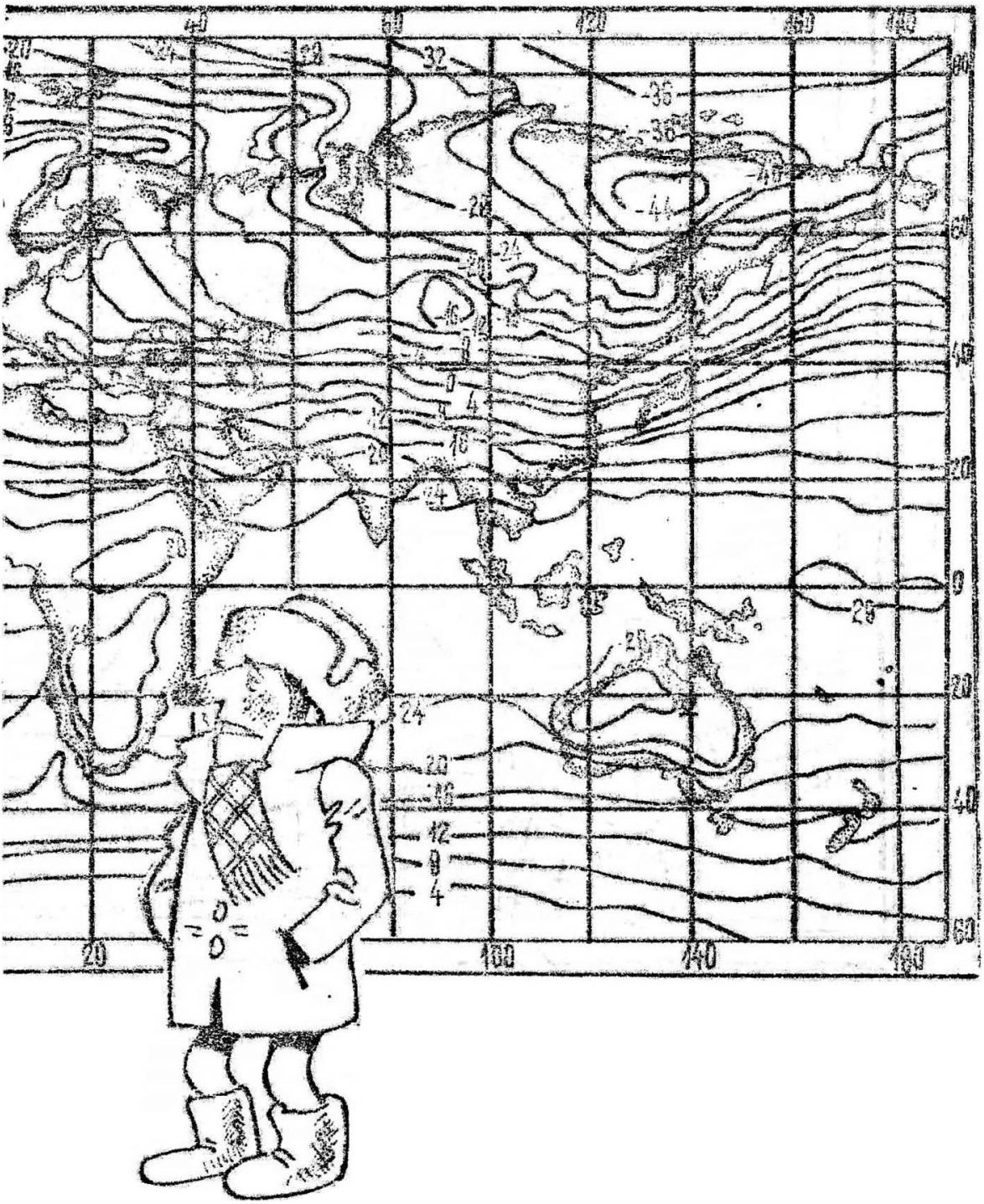


Fig. 17. Repartiția izotermelor în luna ianuarie

termelor lunilor ianuarie și iulie ca și harta izotermelor anuale.

Dacă urmărim izotermele lunii *ianuarie* (fig. 17) — cea mai rece lună a emisferei boreale și cea mai călduroasă din emisfera australă — constatăm de la început o arcuire a izoliniilor spre nord în regiunea oceanelor Atlantic și Pacific, care apare mai evidentă în emisfera nordică. Acest fapt se datorește încălzirii diferite a apei și uscatului ca și influenței curenților oceanici, care se impun mai pregnant în emisfera boreală.

Izoterma caracteristică a acestei luni (0°C) are un mers foarte sinuos, trecînd pe la nordul Statelor Unite (45°



lat. N.), apoi străbate Atlanticul de nord prin sudul Islandei (66° lat. N) pînă în nord-vestul Norvegiei (73° lat. N) — de fapt cea mai înaltă latitudine pe care o atinge. Această deplasare spre nord a izotermei se datorește Golfstream-ului, care scaldă necontenit cu apele sale calde țărmurile nord-vestice ale continentului european. Din nordul Europei, izoterma de 0°C străbate pe la mijloc Europa Centrală, trece prin sud-estul țării noastre și prin

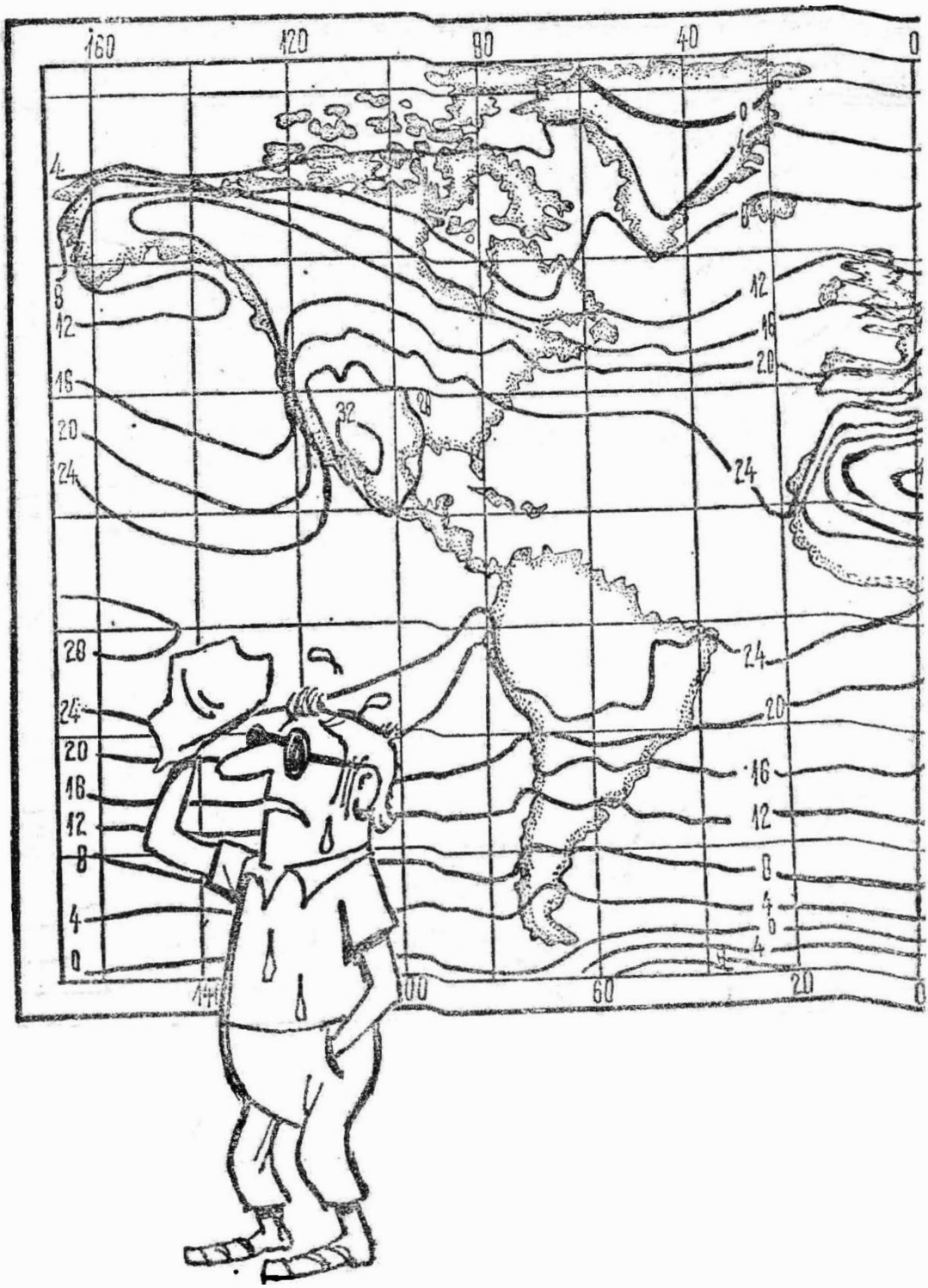
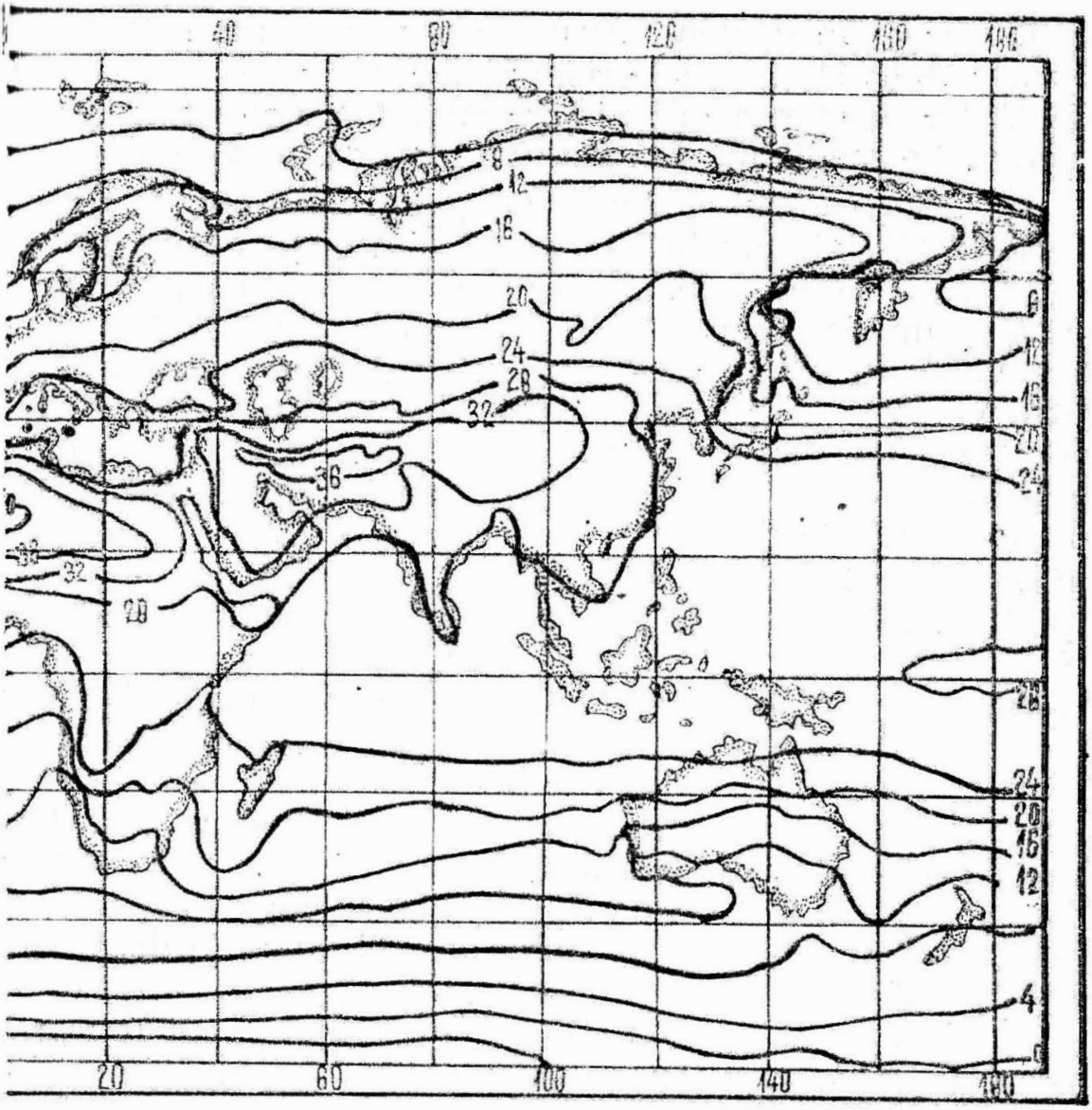


Fig. 18. Repartiția izotermelor în luna iulie

nordul Caucazului, ajungînd în China Centrală (34° lat. N.) — cel mai sudic punct pe care-l atinge — datorită influenței aerului deosebit de rece ce staționează în Siberia orientală. Din partea centrală a Chinei izoterma se înscrie pe țărmurile nordice ale Japoniei, apoi trece prin



sudul insulelor Aleutine, sudul Alaskăi și vestul Canadei ajungînd în nordul S.U.A. La nord de această izotermă se află de fapt regiunile în care iarna durează de la 3 pînă la 6—7 luni. De asemenea, se observă că în emisfera nordică se detașează două zone deosebit de friguroase : centrul est-siberian din Iakuția și centrul groenlández, ambele direct influențate de maximele barometrice ce se mențin luni în șir în aceste regiuni. În Iakuția sînt cele mai scăzute temperaturi medii din ianuarie — în regiunea Oimeakon-Verhoiansk pînă la —50°C — în timp ce în nordul Groenlandei ajung... doar pînă la —44°C ! La polul opus sînt temperaturile medii deosebit de ridicate din emisfera australă : în Matto Grosso și în nordul Argentinei, în

Kalahari și în centrul Australiei, media lunii ianuarie atinge 28°C, iar în unele regiuni din pustiul Gibson, chiar 34°C. De asemenea în emisfera sudică, pe continent, temperaturile medii nu coboară în această lună sub 10°C.

În *iulie*, centrul căldurii se deplasează în emisfera nordică. Izotermele prezintă de astădată o arcuire spre poli în regiunile continentale, ca urmare a încălzirii mai intense a uscatului în comparație cu oceanul (fig. 18). Izoterma caracteristică (20°C) din emisfera nordică din această lună străbate sudul Canadei, traversează la nord de paralela 40° Oceanul Atlantic, trece prin nordul Spaniei, prin nordul țării noastre și prin sudul Siberiei, ajungînd pînă în nordul Japoniei, pentru ca pe Oceanul Pacific să se deplaseze mult spre sud, pînă în dreptul paralelei de 20° lat. N. De aici își continuă drumul prin vestul extrem al Statelor Unite pînă în sud-vestul Canadei. În emisfera sudică, temperatura aerului este mult mai ridicată decît în luna ianuarie în emisfera nordică, fapt explicabil datorită întinderilor mari de apă din regiunile temperate de aici. Izoterma de 0°C nu atinge, de pildă, nici măcar Țara Focului (57° lat. S.). Cele mai ridicate medii lunare (32°C) se înregistrează în zona marilor deșerturi ale emisferei boreale. De pildă în centrul Saharei media lunară depășește chiar 40°C.

Dacă se cercetează harta *izotermelor anuale* (fig. 19) se constată că la aceleași latitudini temperaturile medii din emisfera nordică sînt mai ridicate decît cele din emisfera sudică. Acest fapt se datorește, bineînțeles, uscatului, care reprezintă 45—61% din suprafața terestră în dreptul latitudinilor mijlocii, pe cînd în emisfera sudică abia 0—4%. O consecință a acestui fapt este poziția *ecuatorului termic* (linia ce unește punctele cu cele mai ridicate temperaturi medii anuale de pe glob) în raport cu cel geografic. Astfel, linia sa sinuoasă, cu excepția porțiunilor pe care le străbate în oceanele Pacific și Atlantic, trece, de regulă, la nord de ecuatorul geografic, atingînd paralela de 10° lat. N. în America Centrală și în sudul Saharei. În această parte a Africii se află de altfel și zona cu cea mai ridicată temperatură medie anuală de pe glob. (30°C).

Izoterma de 0°C în emisfera nordică trece prin nordul Oceanului Pacific, prin centrul Canadei și prin Labrador,

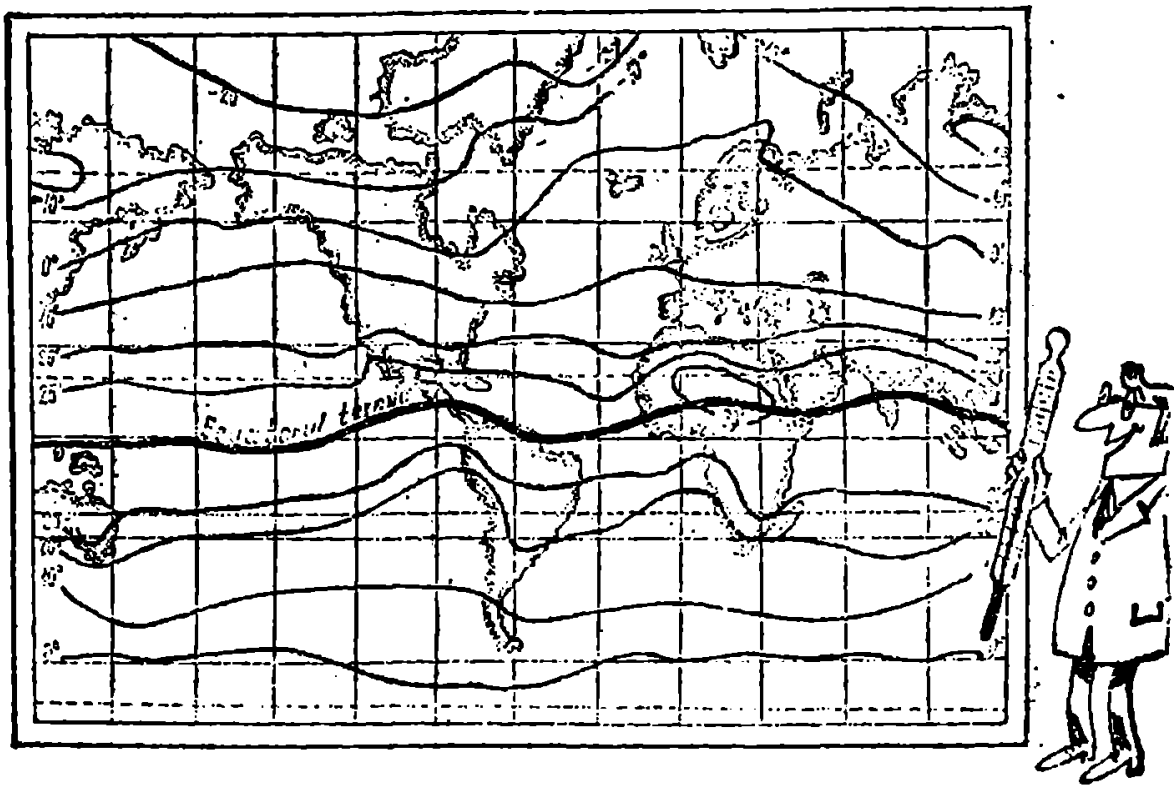


Fig. 19. Repartiția izotermelor anuale

apoi prin nordul Oceanului Atlantic și ocolind pe la vest peninsula Kola străbate de la nord-vest spre sud-est teritoriul Uniunii Sovietice, traversează apoi Marea Ohoțsk și Peninsula Kamceatka, atingînd insulele Aleutine din nordul Pacificului.

În schimb în emisfera sudică izoterma anuală de 0° are un traseu aproape comun cu paralela de 60° lat. S.

Polii căldurii și ai frigului pe glob

Pentru o reprezentare cît mai fidelă a datelor ce privesc temperatura aerului de pe suprafața Pămîntului trebuie să avem în vedere și extremele absolute, în sens pozitiv sau negativ. *Polii căldurii și frigului* de pe glob vin să contureze și mai precis influența factorilor modificatori în repartiția temperaturii aerului pe suprafața terestră.

În conformitate cu datele meteorologice obținute pînă în prezent, localitățile cele mai calde de pe Pămînt sînt Massaua și Dallal din Etiopia, unde temperaturile medii anuale sînt de 30,2°C și respectiv, 30,4°C. Cel mai friguros

loc de pe glob este staţiunea ştiinţifică sovietică Vostok (Antarctida) unde temperatura medie anuală este de —57,8°C.

Polul căldurii de pe planeta noastră este localitatea Al'Aziziyah, situată la sud de Tripoli (Libia), unde la 13 septembrie 1922 s-au înregistrat 58°C la umbră ! Valori deosebit de ridicate, în jur de 57°C, s-au mai înregistrat în Death Valley (Valea Morţii) din California, în deşertul Luth din Iran şi în Somalia. Recordurile de căldură pe continente sînt : 52,2°C în Australia (Cloncury, statul Queenland), 50°C în Europa (Sevilla, Spania), 48,9°C în America de Sud (Rivedavia, Argentina), 14,4°C în Antarctica (Esperanza).

În România temperatura maximă absolută a fost de 44,5°C şi s-a înregistrat la 10 august 1951 în localitatea Ion Sion din judeţul Brăila.

Polul frigului este în Antarctida. La 24 august 1960, la staţiunea Vostok s-au înregistrat —88,3°C. Cu toate acestea trebuie să menţionăm că în regiunile locuite permanent s-au înregistrat valori mai puţin coborîte : astfel la Oimeakon în Iakuţia, pe Indigîrka, s-au atins —71°C, în februarie 1964. Pentru comparaţie, la noi în ţară temperatura minimă absolută a fost —38,5°C, înregistrată la Bod, în depresiunea Braşovului, la 24 ianuarie 1942.

Cea mai mare amplitudine termică medie anuală este la Verhoiansk în Iakuţia — nu departe de Oimeakon — unde temperatura medie a lunii ianuarie este de —50°C şi a lunii iulie 15,4°C, iar cea mai mică amplitudine termică medie anuală — abia de 0,4°C — este în insulele Marshall din oceanul Pacific, în condiţiile unui climat tropical oceanic.

La Verhoiansk s-a înregistrat şi cel mai mare decalaj amplitudinal între temperaturile maxime şi minime absolute : 101,7°C. La noi în ţară diferenţa dintre temperatura maximă absolută şi minimă absolută a fost de 76,5°C în 1929 la Strehaia.

ROLUL VAPORILOR DE APĂ ÎN CUPRINSUL OCEANULUI AERIAN

În declanşarea multor fenomene din cuprinsul oceanului aerian (norii, precipitaţiile, ceaţa etc) un rol deosebit de important îl au *vaporii de apă*. Spre deosebire de celelalte gaze care intră în compoziţia atmosferei, vaporii de apă îşi pot schimba starea de agregare prin *condensare* — trecînd din stare gazoasă în stare lichidă — sau prin *sublimare*, trecînd în stare solidă. Aceste procese influenţează în mare măsură bilanţul termic al suprafeţei terestre şi al atmosferei, precum şi evoluţia stării vremii.

Vaporii de apă pătrund în atmosferă în urma procesului de evaporare de pe întinsele suprafeţe acoperite cu apă sau pot proveni din transpiraţia plantelor. Este evident că în urma proceselor de evaporare şi condensare în atmosferă se produce un permanent circuit al apei, care se desfăşoară deosebit de intens. Astfel, s-a calculat că, în medie, masa totală a vaporilor de apă din atmosferă atinge în luna ianuarie un volum de 13 080 km^3 de apă, iar în luna iulie 14 540 km^3. Datorită faptului că evaporarea se face cu consum de căldură s-a calculat că din totalul energiei calorice anuale primită de la Soare, se consumă în acest proces aproximativ 25%.

Vaporii de apă sînt transportaţi de curenţii de aer şi prin amestecul turbulent imprimă atmosferei o anumită *stare de umiditate*. Umezeala (umiditatea) aerului atmosferic este una din condiţiile cele mai importante nu numai pentru declanşarea diferitelor fenomene şi procese meteorologice, dar şi pentru întreţinerea vieţii vegetale şi animale.

Există în meteorologie mai multe mărimi fizice care definesc umiditatea aerului. Una din aceste mărimi este

umiditatea relativă, care reprezintă proporția vaporilor de apă existenți în aer față de cantitatea maximă posibilă și se exprimă în procente. (%). De pildă, cînd aerul conține numai jumătate din cantitatea maximă de vapori de apă, umezeala relativă este de 50%, iar dacă conține un procent de 100% înseamnă că aerul este saturat. Umezeala relativă poate crește prin procesul de evaporație, dar creșterea sau scăderea mai intensă este în funcție de variația temperaturii aerului. Scăderea temperaturii aerului duce la creșterea umezelii relative, în timp ce creșterea temperaturii produce scăderea acesteia.

Nivelul la care umezeala relativă atinge valoarea de 100% se numește *nivel de condensare* și reprezintă, de fapt, baza norilor care se formează în urma amestecului turbulent. Umezeala relativă prezintă de regulă un maxim în cursul dimineții, în jurul orei 6 și un minim spre prînz ; de asemenea are un maxim în lunile de iarnă, cînd valoarea sa medie este de 80—85% și un minim în lunile de vară 60—70%.

Tot în meteorologie este des întrebuințat termenul de *punct de rouă*, ce definește temperatura critică, la care aerul este complet saturat cu vapori de apă și sub care se produce în mod normal condensarea. În momentul atingerii saturației, orice scădere de temperatură va fi urmată de condensare, iar vaporii în exces se vor depune sub formă de rouă. Temperatura respectivă se va numi *temperatura punctului de rouă*. De exemplu în timpul verii observăm, că pe paharul umplut cu apă de la gheață se formează broboane de umezeală. Acest lucru se explică prin faptul că aerul din jurul suprafeței reci a paharului se răcește suficient, pentru a ajunge sub temperatura punctului de rouă, iar vaporii de apă se condensează pe suprafața paharului.

Cantitatea reală de vapori de apă din atmosferă este indicată de *umezeala absolută*. Această mărime fizică este exprimată prin cantitatea de vapori de apă în grame conținută de 1 m^3 de aer. Umezeala absolută are o mare importanță în meteorologie, deoarece măsoară, în fond, cantitatea de apă ce poate fi extrasă din atmosferă sub formă de precipitații. Umezeala absolută atinge valoarea minimă

puțin înainte de răsăritul Soarelui, cînd temperatura aerului este mai scăzută și deci procesul de evaporație este mai lent. Către orele 9—10 umezeala absolută are valoare maximă, pe măsura creșterii tot mai intense a vitezii de evaporare, apoi în jurul amiezii prezintă o nouă valoare minimă, din cauza intensității amestecului turbulent, ce transportă vaporii de apă în straturile superioare ale atmosferei. Abia către seară, datorită scăderii turbulenței aerului, umezeala absolută crește treptat atingînd un nou maxim în jurul orelor 21—22.

Umezeala absolută, însă, nu poate rămîne o valoare constantă pentru aceeași masă de aer, deoarece în mișcările sale pe verticală aerul suferă schimbări importante de volum, prin dilatare sau comprimare. De aceea, meteorologia modernă folosește mai des un alt mod de măsurare a conținutului de apă din aer și anume *umezeala specifică*; care reprezintă raportul dintre greutatea vaporilor de apă și greutatea aerului umed. Această mărime fizică se exprimă prin cantitatea de vapori de apă în grame conținută într-un kg de aer umed.

Instrumente pentru măsurarea umezelii aerului

Pentru măsurarea umezelii relative se folosește *higrometrul de absorbție* (fig. 20) Principiul său de funcționare se bazează pe proprietatea pe care o au firele de păr omenesc și membranele organice de a-și modifica dimensiunile sub influența variațiilor de umezeală. Dacă aceasta este ridicată, firele de păr sau membranele se lungesc, iar dacă umezeala este scăzută ele se scurtează. Înainte de a fi montate la aparat, firele de păr sînt degresate.

Higrometrul se compune dintr-o ramă metalică cu un mic ax la partea superioară, pe care se înfășoară firul de păr. El este înfășurat pe un mic scripete, montat în partea inferioară a ramei metalice. De axul scripetelui este prins un ac indicator, care se mișcă în fața unui cadran, cu diviziuni de la 0 la 100%. La variațiile umezelii, firul de păr

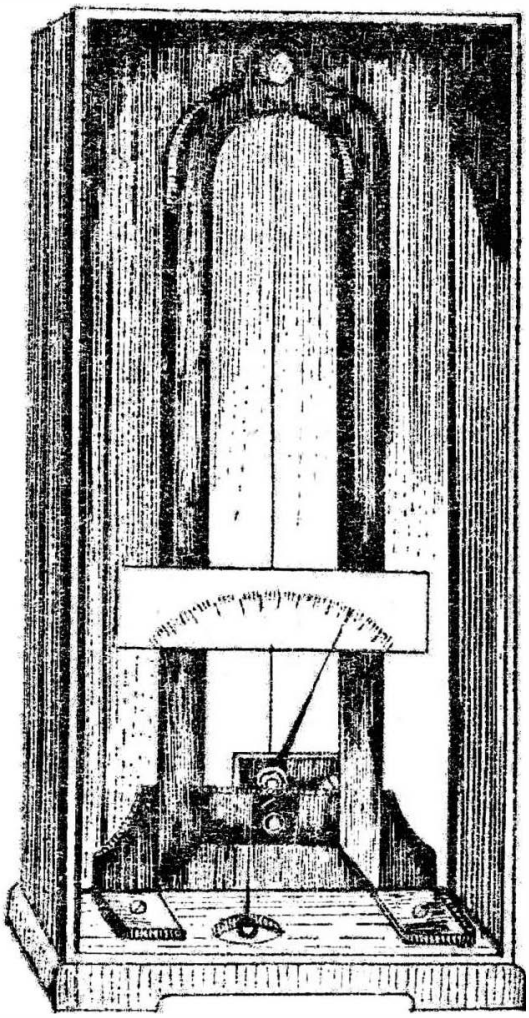


Fig. 20. Higrometrul

se lungește sau se scurtează, rulîndu-se sau derulîndu-se foarte puțin pe scripete, care, la rîndul său, mișcă acul indicator pe cadran, arătînd procentele de umezeală existente în momentul respectiv în aer.

Pentru înregistrarea continuă a variației umezelii relative sînt întrebuințate *higrografele*. Pentru măsurarea temperaturii punctului de rouă și indirect a umezelii relative se folosește *psihrometrul*, care se compune din două termometre identice, fixate pe un suport și un dispozitiv de aspirație, care este morișca aspiratoare. Tot pe acest suport sînt fixate și termometrele de maximă și de minimă. Unul din termometrele psihrometrului are rezervorul acoperit cu un tifon, care în momentul cînd se fac observațiile se îmbibă cu apă și poartă denumirea de termometrul umed. Măsurînd temperaturile de la cele două termometre și dife-

rențele dintre ele cu ajutorul unor tabele sau grafice se poate afla umezeala relativă și temperatura punctului de rouă.

Norii

Aerul de la suprafața solului încărcat cu vapori de apă este antrenat prin mișcări ascendente spre păturile mai înalte ale oceanului aerian, unde — după cum știm — presiunea atmosferică este mai scăzută. Datorită acestui fapt moleculele de aer vor suferi un proces de destindere, ceea ce va determina implicit o scădere a temperaturii, chiar dacă nu se pierde energie calorică în afară. Treptat, vaporii de apă vor atinge în acest fel starea de saturație și vor condensa sau vor sublima dînd naștere *norilor*.

Dar mecanismul de formare a norilor este mult mai complex și nu se reduce numai la procesul de *convecție termică* descris mai sus. Adesea puternice sisteme noroase se pot dezvolta în momentul cînd aerul rece pătrunzînd sub o masă de aer cald, o forțează să se ridice brusc. Și în acest caz se va produce o detentă (destindere) a moleculelor de aer, o răcire și deci un proces de condensare sau sublimare, din care vor rezulta nori cu o mare dezvoltare pe verticală. De astădată norii formați se datoresc *convecției dinamice*.

Se mai poate întîmpla de asemenea, ca aerul cald, mai ușor să alunece deasupra aerului rece și dens de la suprafața solului. În acest caz iau naștere sisteme noroase de mare extindere prin procesul de *ascendență prin alunecare*. Acest proces se petrece și cînd intervin cauze de natură orografică. Dacă aerul în deplasarea sa întîlnește un masiv muntos, va urca pe panta acestuia și temperatura aerului va scădea treptat, în timp ce umezeala va crește și va începe procesul de condensare a vaporilor de apă, din care vor lua naștere nori de natură orografică.

Alteori, datorită *radiației nocturne* se produc puternice inversiuni termice și sub nivelul acestora, aerul poate

atinge stadiul de condensare și de formare a unor nori cu aspectul unei pînze întinse și puțin vălurite.

În procesul de formare a norilor, un rol important îl are prezența unor particule microscopice al căror diametru variază între 0,02—0,06 mm, numite *nuclee de condensare*. Asemenea particule minuscule pot fi de natură minerală (praf, produse ale emanațiilor vulcanice și ale arderilor industriale) sau de natură organică (spori, microorganisme, bacterii). De asemenea tot ca nuclee de condensare mai servesc și cristalele minuscule de gheață, care se mențin suspendate în atmosferă de mișcările ascendente. Importanța acestor nuclee de condensare a fost evidențiată încă din 1893, de fizicianul *Aikten*, care afirma că fără existența lor nu s-ar putea forma nici ceața, nici norii și, probabil, că nici precipitațiile. Drept dovadă s-a constatat, în urma sondajelor făcute că în timp ce în straturile atmosferice situate pînă la baza norilor, numărul nucleelor de condensare era de 10^4—10^6, deasupra norilor să atingă abia 400—1 000 particule pe cm^3.

Dacă la nivelul de condensare temperatura aerului este pozitivă, norii vor fi formați din picături de apă, iar dacă acest nivel se află sub punctul de îngheț, atunci norii vor avea compoziție mixtă. În cantități minuscule apa se poate menține și sub temperatura normală de îngheț, fiind în stare de suprarăcire. În urma cercetărilor efectuate s-a constatat că numărul picăturilor de apă sau al particulelor de gheață poate ajunge pînă la 300—400 pe cm^3 în partea inferioară a norilor, în timp ce spre vîrful lor scade pînă la 100—200 pe cm^3.

Norii au forme și mărimi diferite. Par de culoare albă strălucitoare, cînd sînt subțiri sau cînd razele Soarelui le luminează suprafața exterioară. Dimpotrivă, dacă sînt groși și denși, sau dacă suprafața lor exterioară este umbrită au culoare cenușie, avînd un aspect amenințător. Norii reprezintă unul din elementele cele mai frecvent întîlnite în cuprinsul oceanului aerian, iar prezența lor pe bolta cerului are importante repercusiuni asupra vremii.

Gradul de acoperire a cerului cu nori la un moment dat se numește *nebulozitate*.

Diferite criterii de clasificare a norilor

Aspectul atît de variat al norilor a trezit încă de multă vreme interesul oamenilor de știință, dar abia pe la începutul secolului trecut au fost stabilite primele criterii de clasificare a lor.

Astfel, în 1802, celebrul naturalist francez *Jean-Baptiste de Monnet-Lamark* (1744—1829) publică, în Anuarul Meteorologic al Franței, o primă clasificare a norilor, împărțindu-i în cinci grupe după forma și înălțimea lor. În 1803, farmacistul englez *Lucke Howard* (1772—1864) stabilește un criteriu de clasificare și mai reprezentativ, legînd forma și dimensiunile norilor de declanșarea precipitațiilor atmosferice. El adoptă pentru prima oară pentru nori denumirile latine devenite apoi internaționale : Cirrus, Stratus, Cumulus, Cirrocumulus, Cirrostratus, Nimbus, etc.

De atunci s-au mai încercat și alte criterii de clasificare a norilor. În 1896 s-a editat și primul atlas internațional al norilor, alcătuit din 28 de planșe colorate. Redactat în limbile franceză, engleză și germană, atlasul cuprindea explicații amănunțite privind diferite tipuri de nori.

Ultima clasificare a norilor a fost făcută de Organizația Meteorologică Mondială, în 1956, și cuprinde 10 genuri sau grupe principale de nori împărțite în mai multe specii și varietăți. Clasificarea ține seamă în primul rînd de înălțimea norilor în cuprinsul atmosferei, stabilindu-se în funcție de aceasta 4 categorii principale în care au fost incluse cele 10 genuri de nori (fig. 21) :

— *nori superiori* (Cirrus, Cirrocumulus și Cirrostratus) a căror limite sînt cuprinse între 5 și 13 km ;

— *nori mijlocii* (Altocumulus și Altostratus) cu înălțimi ce variază între 2 și 7 km ;

— *nori inferiori* (Nimbostratus, Stratocumulus și Stratus) a căror înălțimi rar depășesc 3 km ;

— *nori de dezvoltare verticală* (Cumulus și Cumulonimbus) cu baza foarte apropiată de suprafața Pămîntului (300—400 m) dar ale căror vîrfuri — în cazul norilor Cumulonimbus — pot atinge chiar 12—14 km (tabelul 7) :

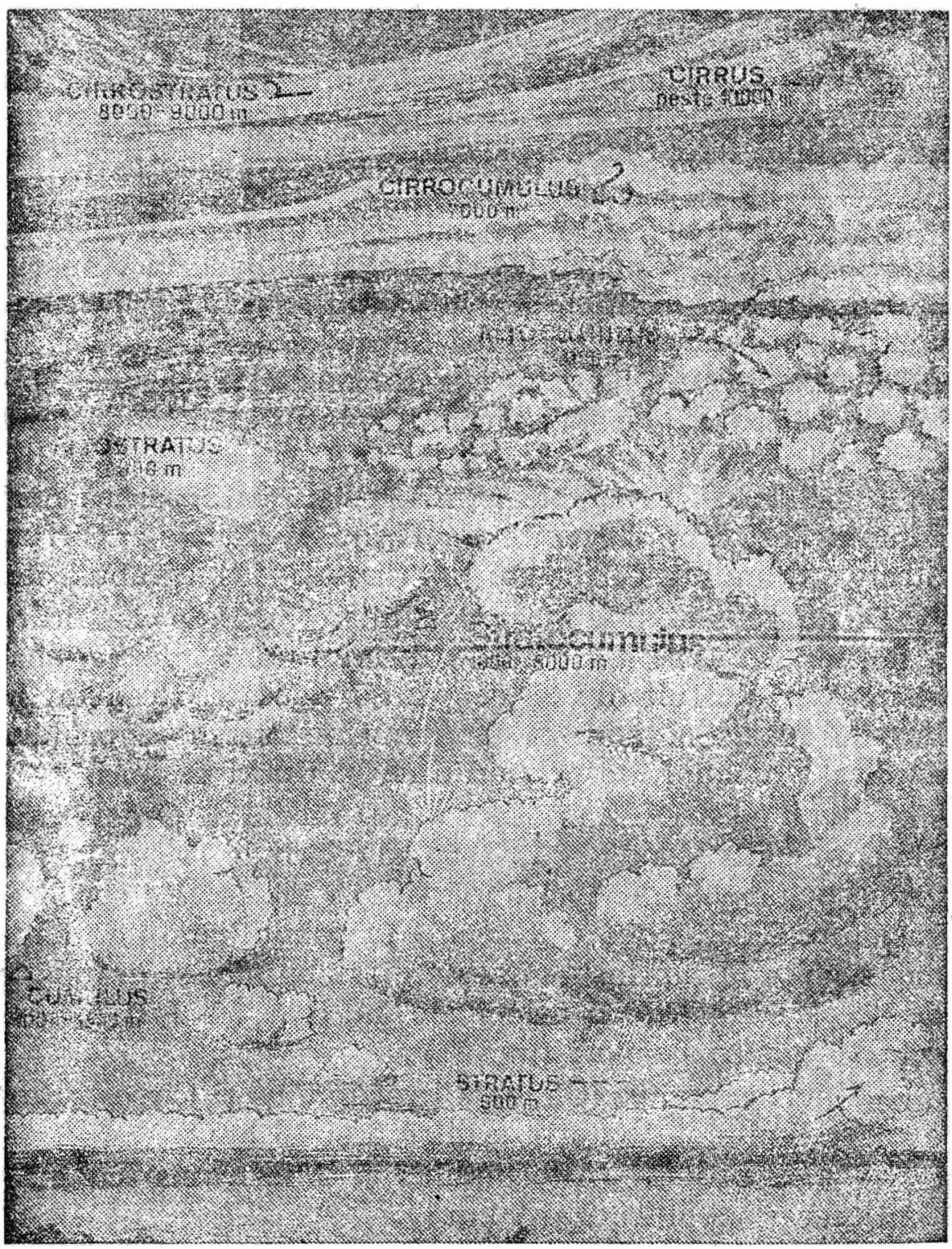


Fig. 21 **Repartiţia formaţiunilor noroase pe verticală**

PLAFONUL ŞI GROSIMEA NORILOR

Genuri	*Înălţimea bazei (plafonul) deasupra solului (m)*			*Grosimea (m)*		
	minimă	*maximă*	*medie*	*minimă*	*maximă*	*medie*
Cirrus	6 000	12 500	8 000	150	2 000	300
Cirrocumulus	5 000	7 000	6 000	150	3 000	500
Cirrostratus	3 500	12 000	6 000	150	3 000	500
Altocumulus	2 000	5 000	4 000	500	1 500	800
Altostratus	1 500	5 000	3 500	500	4 000	2 000
Nimbostratus	300	2 000	800	1 000	5 000	3 000
Stratocumulus	500	2 500	1 500	200	2 000	600
Stratus	la sol	1 200	500	50	800	300
Cumulus	400	2 000	1 200	150	5 000	1 600
Cumulonimbus	300	3 500	1 000	5 000	12 000	7 000

Un alt criteriu de clasificare a norilor ţine seama de aspectul lor morfologic împărţindu-i în trei categorii :

— nori în formă de grămezi izolate (Cumulus) ;

— nori în formă de grămezi compacte cu aspect de valuri (Stratocumulus) ;

— nori sub formă de pînză continuă (Stratus).

De asemenea norii mai pot fi clasificaţi şi după condiţiile de formare (geneză) :

— nori de convecţie termică ;

— nori frontali ;

— nori de turbulenţă ;

— nori de radiaţie ;

— nori ce apar în urma mişcărilor ondulatorii ale aerului.

În funcţie de starea de agregare a apei ce se află în compoziţia lor, norii mai pot fi împărţiţi în trei categorii :

— nori formaţi din particule lichide (Stratus, Stratocumulus, Cumulus şi în parte Altocumulus) ;

— nori formați din particule solide : cristale de gheață, fulgi de zăpadă, măzăriche (Cirrus, Cirrostratus și Cirrocumulus) ;

— nori micști în a căror componență intră atît picături de apă cît și particule solide (Cumulonimbus, Nimbostratus și în parte Altocumulus și Altostratus).

Indiferent de forma și înălțimea lor norii au următoarele părți componente :

— *baza,* ce reprezintă partea inferioară a norului ;
— *vîrful* sau partea cea mai înaltă a norului ;
— *grosimea,* adică distanța de la bază la vîrful norului ;
— *întinderea* sau lungimea maximă a norului ;
— *înălțimea bazei* (plafonul), ce reprezintă distanța de la suprafața solului pînă la baza norului.

Cei mai înalți nori de pe bolta cerului

Adesea seninul cerului este împestrițat cu o gamă deosebit de largă de nori cu aspect fibros cu o strălucire mătăsoasă, dispuși în filamente, banculi sau benzi albe, constituiți din cristale de gheață și destul de transparenți. Sînt norii *Cirrus* [1], cei mai înalți din cuprinsul oceanului aerian, plafonul lor atingînd 10—13 km. Doar uneori vîrfurile giganților nori Cumulonimbus îi pot depăși ca înălțime.

Dintre numeroasele specii și varietăți ale acestor nori, ce prevestesc de regulă pătrunderea unei mase de aer cald și umed menționăm : *fibratus,* dispuși în formă de lungi filamente, *uncinus,* cu aspectul unor virgule, cîrlige sau gheare, *spissatus,* în formă de tufă, snop sau flamă, *floccus,* alcătuiți din mici grămăjoare deslînate, de culoare albicioasă, *radiatus* așezați în lungi benzi paralele de-a lungul cerului și *vertebratus,* ce au înfățișarea unor coaste, vertebre sau seamănă cu scheletul unui pește uriaș.

Tot din categoria norilor superiori fac parte și norii *Cirrocumulus* a căror înălțime nu depășește 7 000 m. Au aspectul unor grămezi albe, fără umbre proprii, dispuse mai mult sau mai puțin regulat. Sînt transparenți, lăsînd să se vadă lesne prin ei Soarele sau Luna și sînt constituiți tot din cristale fine de gheață. Apariția lor pe bolta cerului este destul de efemeră.

[1] Cirrus (l. latină) buclă de păr.

Se întîmplă uneori ca treptat cerul să se acopere cu un voal noros, transparent și albicios, cu aspect fibros sau neted. Sînt norii *Cirrostratus* a căror înălțime rar atinge 6 000 m. Pînza întinsă și transparentă a acestor nori, facilitează producerea fenomenului optic denumit *halo*, deoarece sînt alcătuiți tot din cristale de gheață. Dintre acești nori cei mai deși întîlniți sînt speciile *fibratus* și *nebulosus*.

Norii mijlocii

Mult mai frecvent își fac apariția pe bolta cerului norii mijlocii. Ei mai păstrează doar în parte culoarea albă strălucitoare a norilor superiori, dar mai adesea sînt cenușii, chiar întunecați cu contururi bine reliefate. Soarele și Luna se văd din ce în ce mai slab, ca niște pete luminoase. Sînt cei mai înalți nori din care cad precipitații, deși plafonul lor este destul de înalt : 3 500—4 000 m. Mulți dintre acești nori prevestesc înrăutățirea vremii, furtuni și ploi de lungă durată. Sînt constituiți din picături de apă, dar și din cristale de gheață.

Foarte variați ca formă și culoare sînt norii *Altocumulus*, ce apar în bancuri, pături, grămezi sau în șiruri de culoare albă, uneori cenușie. Au aspect continuu, dar cîteodată elementele lor sînt separate prin mici spații. Cerul invadat de norii Altocumulus prezintă în orele crepusculului o gamă deosebit de variată de culori, mergînd de la roșu-portocaliu spre roșu intens, pentru ca mai apoi, după ce Soarele a trecut de linia orizontului, să capete o culoare vineție. Prin ei se produce cîteodată fenomenul optic numit *coroană*.

Dintre diferitele specii de nori Altocumulus se pot menționa : *lenticularis*, ce au formă de lentile, țigară de foi și sînt nori de natură orografică, dînd indicații asupra fenomenului de turbulență, *castellanus*, ce au la partea superioară aspectul unor dinți de fierăstrău, de turnulețe sau creneluri, prevestitori de vreme instabilă, *floccus*, în formă de mici grămezi, bulgărași, destrămați către partea inferioară și sînt premergători furtunilor.

Cînd cerul este acoperit de un strat de nori ce formează o pînză albăstrie-cenușie, cu aspect striat, fibros sau

uniform ne aflăm în prezența norilor *Altostratus*. Din ei cad precipitații slabe sub formă de ploaie sau ninsoare. În timpul verii, uneori ploaia nici nu atinge solul, evaporîndu-se, dînd naștere unui fenomen pe care îl întîlnim mai ales în zonele motane numit *virga*.

Norii inferiori

Cei mai impresionanți dintre genurile de nori inferiori sînt, desigur, *Nimbostratus*. Cînd cerul se acoperă cu acești nori, ce formează un strat amorf de culoare cenușie-sumbră, ce întunecă strălucirea Soarelui, putem fi siguri, că dintr-un moment sau altul ploaia sau ninsoarea poate începe. Și uneori, poate dura cîteva zile în șir. După cum îi trădează și numele („nimbus" = ploios), acești nori sînt veritabile rezervoare de apă ale oceanului aerian. Grosimea lor este uneori de 4 000—5 000 m. Doar norii Cumulonimbus îi mai depășesc pe verticală. Dacă, după plafonul lor (300—800 m) îi putem încadra în grupa norilor inferiori, după vîrfurile lor, ei ajung la înălțimea norilor mijlocii. Sînt constituiți din picături de apă, dar și din cristale de gheață și fulgi de zăpadă. Pot proveni fie din îngroșarea și coborîrea norilor Altostratus sau din etalarea norilor Cumulonimbus.

Mai puțin impresionanți, dar îmbrăcînd o varietate deosebită de forme sînt norii *Stratocumulus*. Au aspectul unor pături groase sau sînt dispuși în grămezi, ori în rulouri, fie de culoare albicioasă, cînd sînt în calea razelor Soarelui, fie sumbri și opaci, cînd acoperă discul său strălucitor. Cîteodată părțile lor componente nu sînt sudate între ele, avînd aspectul unor plăci sau al unor imenși bolovani de rîu. Sînt alcătuiți din picături de apă și din zăpadă grăunțoasă, avînd plafonul cam la 500—600 m înălțime, în timp ce grosimea lor abia atinge 2 000 m. Rar dau precipitații slabe de scurtă durată.

Spre sfîrșitul toamnei și în timpul iernii, deseori cerul se acoperă cu o pînză continuă, cenușie la culoare, cu baza uniformă prin care rareori Soarele sau Luna se arată privirii noastre. Sînt norii *Stratus*, cei mai joși din cuprinsul atmosferei. Uneori, baza lor acoperă vîrfurile construcțiilor înalte, ajungînd pînă la 50 m. Sînt de regulă compuși

din picături de apă și numai iarna mai conțin și mici particule de gheață. Din ei plouă mărunt sau burnițează, iar în cursul iernii cade ninsoare slabă.

Norii care aduc furtunile

Desigur că am admirat adeseori în zilele senine de vară cerul albastru pătat de nori închipuind ghemotoace albe strălucitoare, movile sau avînd aspectul unor uriașe conopide cu conturul bine delimitat, cu baza ceva mai întunecată. Sînt norii *Cumulus*, ce iau naștere datorită curenților de convecție și au expansiune mare pe verticală. De regulă apar la cîteva ore după răsăritul Soarelui, ajungînd la o dezvoltare mare spre amiază, iar spre seară dispar. Sînt alcătuiți din picături de apă și rar din ei cad cîțiva stropi de ploaie.

Formele pe care le îmbracă norii Cumulus sînt strîns legate de extinderea lor pe verticală. De pildă, cînd sînt de dimensiuni reduse, părînd aidona unor grămezi de vată, poartă numele de *Cumulus humilis*. Alteori au o extindere verticală moderată și vîrfurile lor sînt mai dezvoltate prezentînd un început de protuberanțe (*Cu. mediocris*). În schimb, cînd prezintă o extensiune verticală puternică, au conturul bine pronunțat și sînt într-o continuă frămîntare, luînd în cele din urmă aspectul unei conopide imense, din care se pot înălța din loc în loc turnuri, se numesc *Cu. congestus*. Prin asocierea mai multor nori de acest fel, orizontul pare a fi cotropit de un șir de munți de culoare albă strălucitoare. Din acești nori cad precipitații sub formă de aversă. O altă specie din acești nori sînt *Cu. fractus*, care se prezintă destrămați și se deplasează iute pe bolta cerului.

Adesea în timpul verii și primăverii și mai rar toamna, la orizont se profilează amenințător o masă imensă de nori denși și puternici, cu o mare dezvoltare pe verticală. Sînt norii *Cumulonimbus* și au forma unor munți uriași de culoare cenușie închisă, pînă la vinețiu. Vîrfurile lor depășesc adesea plafonul norilor superiori, ajungînd pînă la 12 000—14 000 m, ba chiar în zona ecuatorială se înalță pînă la 18 000—20 000 m.

Dacă la început vîrfurile lor închipuie forma turnurilor unei uriașe cetăți, cu timpul ele se destramă, devin fibroase și se alungesc pe orizontală, luînd aspectul unui

imens evantai iar întregul nor seamănă cu o gigantică nicovală. Baza norilor Cumulonimbus coboară adeseori sub plafonul norilor inferiori. Cîteodată sub cupola lor uriașă plutesc haotic șiruri de nori destrămați, numiți *Stratus fractus pannus.*

Norii Cumulonimbus sînt pe drept cuvînt uriașii oceanului aerian. În alcătuirea lor intră atît picături de apă, cît și fulgi de zăpadă, măzăriche, grindină, iar nicovala lor conține numai cristale de gheață. Se prezintă fie izolați, dar cel mai adesea dispuși în șiruri de 5—6 nori, asemănători unor ziduri uriașe și impresionante, prin aspectul lor amenințător. Și într-adevăr din ei cad cele mai abundente precipitații din perioada caldă a anului, cînd numai în interval de o oră pot totaliza cantitatea medie a unei luni întregi. Aceste ploi ce poartă numele de *averse* sînt însoțite adesea de descărcări electrice, vijelii și căderi de grindină.

Sînt mai multe specii de nori Cumulonimbus din care amintim : *calvus* ale căror vîrfuri nu prezintă aspectul fibros sau striat și *capillatus,* caracteristici tocmai prin structura lor fibroasă, avînd partea superioară în forma unei nicovale.

Variația diurnă și anuală a nebulozității

Variația diurnă a nebulozității este diferită în zonele de uscat față de cele acoperite cu apă. Astfel, în timpul zilei deasupra întinderilor de uscat, nebulozitatea este mai slabă în cursul dimineții și se intensifică spre amiază, pentru ca spre sfîrșitul zilei și mai ales în cursul nopții cerul să devină chiar senin. Este însă cazul să amintim, că această variație normală a nebulozității în cursul unei zile, poate îmbrăca aspecte diferite, în cazul pătrunderii unor sisteme frontale, care determină modificări substanțiale în mersul diurn al gradului de acoperire a cerului. De asemenea, asupra nebulozității o influență deosebită o mai exercită și relieful, care intensifică sau dimpotrivă diminuează sistemele noroase în funcție de expunerea versanților (nebulozitate puternică pe versantul din fața curenților de aer

umed și nebulozitate slabă sau chiar cer senin, pe versanții opuși).

În general, în perioada caldă a anului predomină nebulozitatea cumuliformă, generată de puternicii curenți de convecție, în timp ce în semestrul rece, cînd umezeala relativă este mare, se menține de regulă, nebulozitatea stratiformă.

Deasupra întinderilor de apă, în perioada caldă a anului se dezvoltă norii convectivi, în timpul nopții, deoarece apa fiind mai caldă ca uscatul, genereazâ curenți ascendenți, în timp ce în cursul zilei apar nori stratiformi.

În zona latitudinilor temperate — deci și în țara noastră — valoarea maximă a nebulozității se înregistrează în anotimpul rece, iar cea minimă vara. Cea mai redusă nebulozitate de pe glob se observă deasupra marilor deșerturi, datorită procentului foarte coborît de vapori de apă din atmosferă, iar cea mai intensă în zona ecuatorială, unde practic nu există zi din an, în care cerul să nu fie acoperit de nori.

Precipitațiile atmosferice

În cuprinsul atmosferei norii alcătuiesc un sistem stabil, atunci cînd produsele condensării (picături de apă, cristale de gheață, etc) plutesc fără să cadă pe pămînt. În momentul cînd această stabilitate se distruge, iau naștere *precipitațiile* care după meteorologul *Bergeron* se realizează odată cu apariția unor particule eterogene în masa norului.

Modul de formare a precipitațiilor este diferit în funcție de construcția particulelor din care este alcătuit norul. Astfel, în norii formați din particule lichide, datorită mișcărilor verticale puternice se întrunesc condițiile necesare creșterii picăturilor de apă, care sînt antrenate spre partea sa superioară. În cădere majoritatea acestor picături se vor pulveriza și numai cele a căror rază va fi mai mare de 3 mm, vor ajunge pe suprafața Pămîntului. Precipitațiile care rezultă sînt slabe și doar în regiunile tropicale unde asemenea nori ajung la înălțimi de 8—10 km, fără ca vîrfurile lor să conțină cristale de gheață, sînt întrunite condiții de producere a ploilor abundente.

Cele mai intense precipitații cad însă din norii cu structură mixtă. Un caz tipic în acest sens îl constituie norii Cumulonimbus, care pe lîngă picături de apă conțin și fulgi de zăpadă, cristale de gheață etc. În interiorul lor sînt puternic dezvoltați curenții ascendenți, ce antrenează aerul cald și umed de la baza norului, pînă în straturile superioare, unde ajungînd la temperaturi mai coborîte de 0°C se transformă în cristale de gheață, ce sînt purtate apoi de curenții descendenți spre baza norului. În cădere vor capta picături mici de apă, sau chiar vaporii de apă ce sublimează direct pe cristalele de gheață, făcîndu-le să crească în greutate. Nemaiputînd fi antrenate de mișcările ascendente, spre vîrful norului, ele vor cădea pe pămînt sub forma puternicelor averse de ploaie.

Pentru a se produce precipitațiile este necesar ca viteza de cădere a particulelor să fie mai mare decît viteza curenților ascendenți și, de asemenea, ca picăturile de apă sau fulgii de zăpadă să parcurgă distanța de la nor la suprafața Pămîntului, fără să se evapore.

Există diferite criterii de clasificare a precipitațiilor :

— după starea de agregare (lichide, solide și mixte) ;

— după condițiile de formare (convective, frontale și orografice) ;

— după caracterul lor (slabe, moderate și torențiale).

Adesea, în timpul toamnei, din pînza densă a norilor Stratus cad picături dese și fine al căror diametru nu depășește 400 μ. Această formă de precipitație poartă numele de *burniță* și este tipică maselor de aer umed și cald de origină maritimă. Cînd diametrul picăturilor de apă depășește 0,5 mm, precipitațiile cad sub formă de *ploaie*. De regulă ploile cad din nori Nimbostratus, mai rar din Altostratus. În perioada caldă a anului se remarcă o intensitate deosebită a ploilor, în special a celor care cad din norii Cumulonimbus. Ele poartă numele de *aversă*, caracterizîndu-se printr-un început și sfîrșit brusc. Diametrul picăturilor de apă ajunge uneori să depășească 5 mm. Intensitatea acestor ploi poate provoca pagube importante : inundații, degradări ale terenurilor în pantă etc.

În zona temperată a Pămîntului, în perioada rece a anului, predomină precipitațiile solide sub formă de *ninsoare*. Ele sînt specifice zonelor polare și munților înalți, cînd aceste precipitații pot cădea și în perioada caldă a anului.

Ninsoarea nu se poate produce decît în cazul în care temperatura aerului, între baza norului şi suprafaţa terestră are valori negative sau foarte apropiate de 0°C. Cristalele de gheaţă din nor datorită îngreunării lor prin captarea particulelor lichide sau a vaporilor de apă, vor cădea la suprafaţa solului sub formă de fulgi de zăpadă. Tot o formă de precipitaţie solidă este şi *măzărichea,* care cade sub formă de grăunţi de gheaţă aproape sferici, al căror diametru nu depăşeşte 5 mm. Măzărichea ia naştere prin sublimarea vaporilor de apă în jurul cristalelor de gheaţă. Cînd picăturile de burniţă şi ploaie ajung fie pe suprafaţa solului sau pe obiecte a căror temperatură se află sub 0°C la zona de contact se vor sparge, mărindu-şi suprafaţa şi îngheţînd dau naştere *poleiului.*

Uneori fulgii de zăpadă cad asociaţi cu picături de apă formînd *lapoviţa* — precipitaţie mixtă, specifică mai ales lunilor noiembrie şi martie. Dar precipitaţii solide pot cădea şi în timpul verii. Astfel, cîteodată din norii Cumulonimbus aversele puternice de ploaie sînt însoţite de căderi de *grindină.* Aceasta este formată din particule de gheaţă, cu un diametru cuprins între 5—30 mm, uneori şi mai mari. Boabele de grindină sînt alcătuite alternativ din straturi de gheaţă transparentă şi opacă. Viteza de cădere a acestor particule este proporţională cu greutatea lor. Astfel, la un diametru de 12 mm viteza de cădere este de 25 m/s. Căderile de grindină produc mari pagube în special agriculturii.

Instrumente pentru măsurarea precipitaţiilor

Pentru măsurarea cantităţii de precipitaţii este folosit *pluviometrul,* un aparat destul de simplu pe care l-am văzut adeseori în faţa unor cabane de munte sau în alte zone ale ţării, deoarece este firesc, ca numărul posturilor pluviometrice să depăşească, cu mult, pe cel al staţiilor meteorologice. Pluviometrul este format dintr-un cilindru din tablă de zinc, avînd o lungime de 40 cm şi se aşază de obicei într-un loc deschis. Partea superioară, numită suprafaţă receptoare, are un diametru de 16 cm. În interior se află o pîlnie cu un tub de scurgere, ce se prelungeşte într-un vas colector. Apa din vasul colector se deşartă în eprubeta gradată în mm pentru măsurarea precipitaţiilor;

Pentru înregistrarea duratei și intensității precipitațiilor lichide se întrebuințează *pluviografuI,* care deasupra vasului colector are un plutitor, unde se fixează pîrghia peniței înregistratoare. Peniţa înscrie cantitatea de precipitații pe o diagramă fixată pe un tambur, ce se rotește cu ajutorul unui mecanism de ceasornic. Cînd peniţa înregistratoare ajunge în dreptul diviziunii de 10 mm se produce automat sifonarea apei din vasul colector și peniţa revine la zero.

Cantitatea de precipitații se măsoară în mm sau în l/m².

Repartiția precipitațiilor pe glob

Poate că niciun alt fenomen meteorologic nu prezintă atît de mari contraste între diferitele zone ale planetei ca precipitațiile atmosferice. Dacă în unele regiuni ale globului de mulți ani n-a mai căzut nici o picătură de ploaie, în altele precipitațiile sînt atît de abundente, încît an de an produc cumplite inundații, ce seceră sute și chiar mii de vieți omenești.

Fenomen discontinuu în spațiu și timp, precipitațiile atmosferice se produc cu maximum de intensitate în zonele în care există în tot timpul anului o umiditate accentuată, asociată cu existența unor puternice mișcări convective. Desigur că la acești doi factori se mai adaugă : latitudinea geografică, natura suprafeței terestre (apă sau uscat), precum și condițiile orografice. Ținînd seama de factorii enumerați mai sus apare firesc ca în zona ecuatorială să cadă anual cantități deosebit de mari de precipitații. Privind harta repartiției anuale a precipitațiilor pe glob (fig. 22) observăm că în bazinul Amazonului și pe coasta Guyanelor (America de Sud), pe țărmul golfului Guineea și în bazinul fluviului Zair (Africa) și în Indochina (Asia) cad în medie între 2 000—5 000 mm de precipitații anual. Ce reprezintă asemenea cifre devine ușor de înțeles, dacă le raportăm la cantitățile medii anuale de precipitații din țara noastră, unde doar pe culmile cele mai înalte ale munților cad în medie între 1 200—1 400 mm de precipitații anual.

În afara zonelor ecuatoriale cantități foarte mari de precipitații se mai produc și pe țărmurile sudice ale peninsulei Alaska, pe coasta Malabarului din vestul Indiei,

în sudul munților Himalaya, în sudul Japoniei etc. În acest caz alături de factorii esențiali amintiți, de astădată un rol deosebit de important îl au curenții aerieni bogați în umezeală ce vin dinspre ocean și care întîlnesc în calea lor lanțuri muntoase înalte.

La polul opus se află zonele tropicale, unde predomină aproape tot timpul anului mișcările descendente ale aerului, iar umiditatea este foarte scăzută. Iată de ce, în aceste zone în care cantitățile de precipitații depășesc rar 25 mm pe an au luat naștere cele mai mari deșerturi ale planetei: Sahara, Nubia, Arabia, Iran, Tharr, Nevada, Atacama, Kalahari, Gibson, Victoria etc.

Dacă valorile medii anuale ale precipitațiilor marchează destul de evident caracterul discontinuu al acestora pe suprafața planetei, nu este mai puțin adevărat că pentru a avea o imagine complexă asupra rolului influențelor locale este necesar să cunoaștem și valorile extreme.

Cele mai abundente precipitații căzute într-un an s-au înregistrat în sudul munților Himalaya, în statul Assam din India, în localitatea Cherapunji așezată pe colinele Garo-Khasi-Jaintia, la 1 313 m înălțime, unde între lunile august 1860 și iunie 1861 s-a măsurat o cantitate de 26 461 mm de apă. Adică o cifră egală cu toată cantitatea de precipitații, care s-au înregistrat în mod normal într-o jumătate de secol la București!

Chiar și valoarea medie multianuală egală cu 11 633 mm reprezintă o cifră aproape incredibilă. Aceste cantități de-a dreptul de domeniul fantasticului se datorează prezenței ciclonilor tropicali, care antrenați de vînturile musonice, se deplasează în perioada caldă a anului din zona golfului Bengal pînă la poalele sudice ale munților Himalaya unde își „descarcă" zile și săptămîni în șir imensul lor potențial hidric.

Recordul precipitațiilor medii anuale îl deține însă zona muntoasă Wai'ale'ale din insula Kanai (arh. Hawaii — S.U.A.) unde s-au totalizat 11 684 mm de apă. Dealtfel, în această zonă plouă cam 350 de zile pe an! Cantități destul de apropiate de cele menționate au mai fost înregistrate în localitățile Deboundcha de la poalele vulcanului Camerun din Africa ecuatorială (10 287 mm) și la Quibdo, în nordul Columbiei, din America de Sud (8 992 mm). În Europa cea mai mare cantitate de precipitații medie anuală (4 648) a

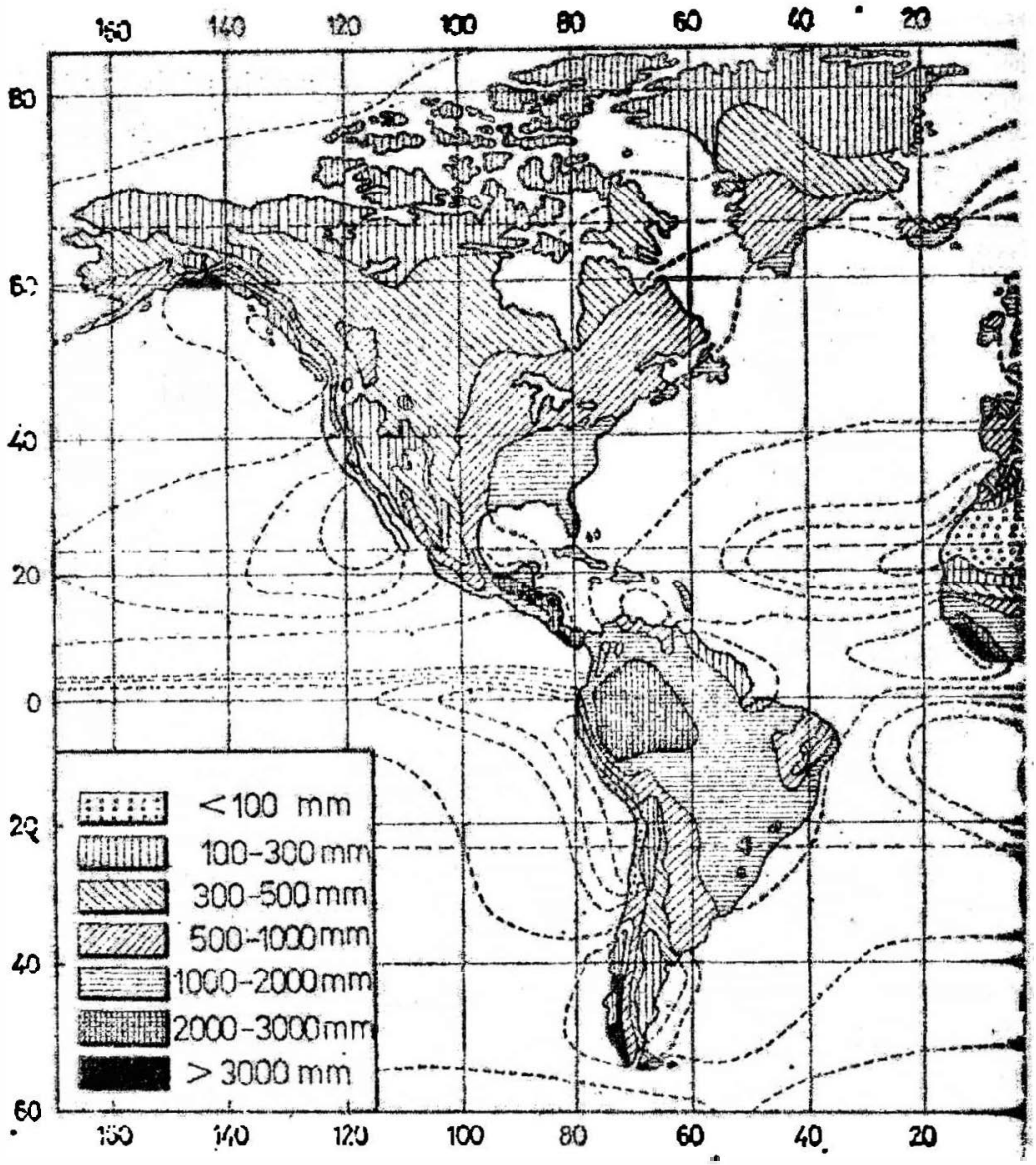
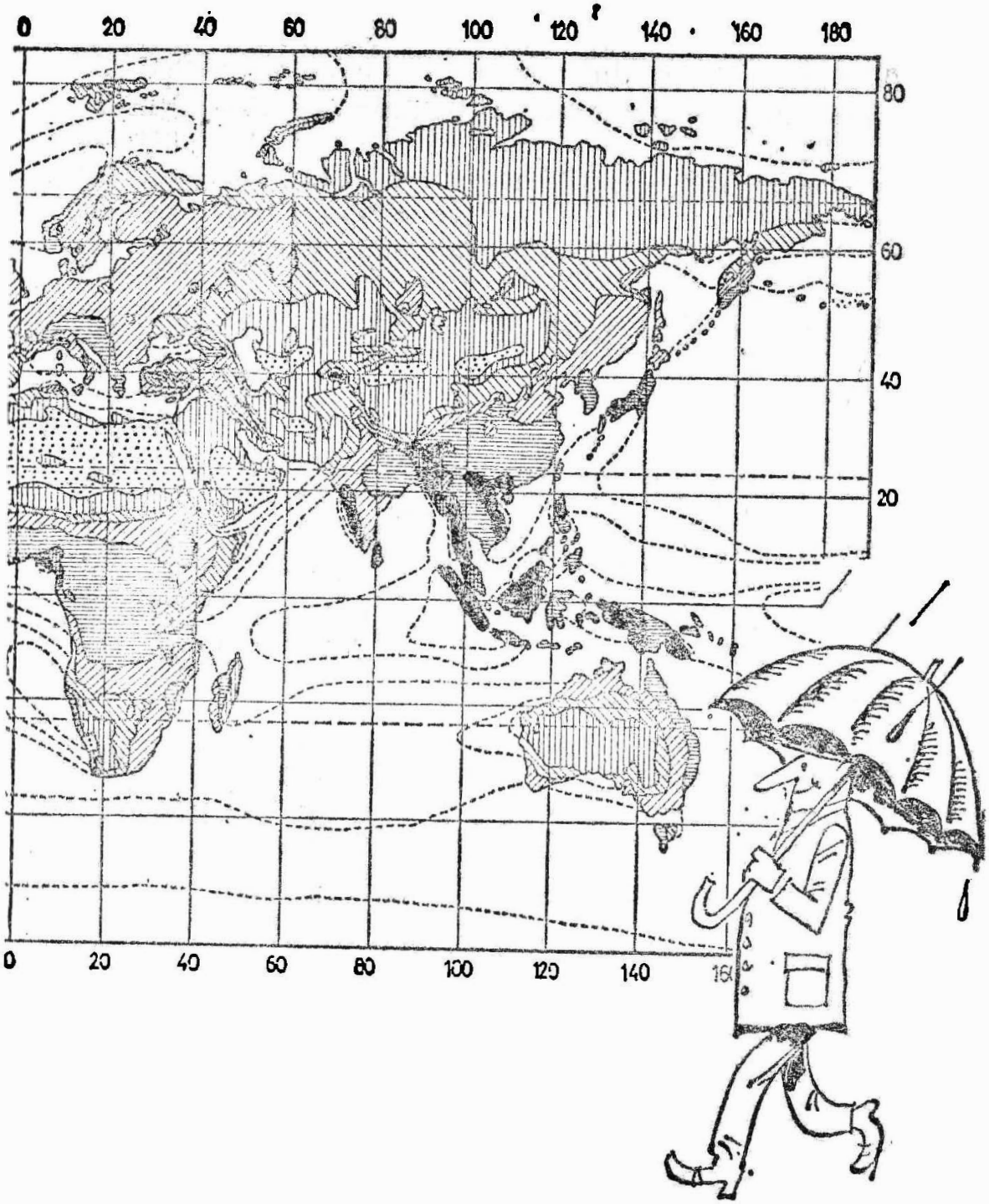


Fig. 22. Repartiția anuală a precipitațiilor pe glob

fost înregistrată în localitatea Cekviče din Iugoslavia, de pe versanții vestici ai munților Dinarici.

Recordul de precipitații căzute într-un singur minut (31,2 mm) s-a produs în ziua de 4 iunie 1956 în localitatea Unionville (Maryland — S.U.A.), în 24 de ore la Cilaos, în insula Réunion la 16 martie 1952 (1 870 mm), și într-o lună, tot la Cherapunjii (9 300 mm) în iulie 1861.

La extremitatea opusă se înscriu valorile precipitațiilor extrem de scăzute din zonele tropicale. Astfel în pustiul Atacama, din nordul statului Chile, mărginit la vest de țărmul Pacificului, iar la est de culmile Anzilor Cordilieri, timp de aproape 400 de ani (pînă în 1971) n-a căzut nici



o picătură de ploaie ! Explicaţia o constituie influenţa curentului rece al Perului care scaldă coastele apusene ale Americii de Sud determinînd în această regiune o mare stabilitate a păturilor inferioare ale atmosferei, ce împiedică dezvoltarea curenţilor convectivi şi saturarea în vapori cu apă ai aerului, care vine dinspre ocean.

Două localităţi pot fi menţionate pentru lipsa aproape totală de precipitaţii : Luxor (Egipt), care deţine recordul

celei mai scăzute medii anuale de precipitații de pe glob (0,5 mm), și Arica, din extremitatea nordică a statului Chile, unde timp de 53 de ani n-au căzut decît 0,8 mm precipitații.

În țara noastră, cele mai mari cantități de precipitații se produc în zonele montane, care primesc anual în medie peste 1 200 mm de apă, în timp ce în Delta Dunării cad în medie 400 mm. Interesant este faptul că punctele extreme ale precipitațiilor medii anuale coincid cu cea mai înaltă stație meteorologică din țară — Vîrful Omu 2 507 m altitudine (1 346 mm) și cu cea mai joasă — Sulina 0 m (359 mm). Și, totuși, într-o situație de excepție, între 29—30 august 1924, la Letea, în Delta Dunării, s-a măsurat cea mai mare cantitate de precipitație căzută la noi în țară, în 24 de ore (690 mm) ! la 7 iulie 1839, la Curtea de Argeș, în numai 20 de minute s-au totalizat 205 mm de apă (adică mai mult de 10 mm pe minut). Această cifră reprezintă, de altfel, unul din recordurile de intensitate ale precipitațiilor de pe glob consemnate de Organizația Meteorologică Mondială.

La începutul secolului al XVII-lea, velierele neînfricaților marinari portughezi și olandezi, străbătînd Oceanul Atlantic pînă la Capul Bunei Speranțe au pornit apoi spre răsărit, fără a mai urma drumul cunoscut spre Indii. Zile și nopți în șir corăbiile lor au fost purtate de forța neobișnuită a vîntului, care sufla dinspre pupa, străbătînd de-a curmezișul Oceanul Indian pînă spre țărmurile unor ținuturi necunoscute, pînă atunci, de europeni, care mai tîrziu aveau să se numească Australia, Tasmania și Noua Zeelandă.

Asupra orașului Karakül, din Asia Centrală Sovietică, vestit pentru renumitele sale piei de astrahan, dar și pentru vechimea multiseculară a vestigiilor sale arhitecturale, s-au abătut de-a lungul secolelor valuri nesfîrșite de nisipuri mișcătoare, care au acoperit străzile, casele, canalele de irigație, distrugînd totul în calea lor. Nu era un fenomen izolat. Și alte orașe și așezări omenești din apropierea marilor deșerturi pieriseră înghițite de dunele mișcătoare, purtate de forța vîntului. În zilele noastre omul intervine cu succes și se opune forțelor oarbe ale naturii. Printre altele, o metodă este aceea a plantării pe mii de hectare de dune mișcătoare a saxaulului, ale cărui rădăcini, foarte ramificate și adînci fixează dunele de nisip, transformîndu-le treptat în coline, acoperite de vegetație.

Deseori în întinsul pustiu saharian se nasc furtuni de nisip, adevărate uragane. Purtați de forța diabolică a vîntului, norii de praf și de nisip se înalță întunecînd cerul, în timp ce aerul, saturat de praf, devine insuportabil și sufocant. Cămilele, care presimt primele furtuna, se întind pe pămînt și oamenii se adăpostesc în spatele lor acoperindu-se cu burnusuri și pături. Zgomotul uraganului devine din ce în ce mai înfiorător, nisipul fierbinte arde pielea, hainele asudate se lipesc de corp, setea devine chinuitoare

și ore întregi aștepți ca furia dezlănțuită de vînt să înceteze. De multe ori, însă, nisipul acoperă cu valurile sale dogoritoare întreaga caravană.

Aproape în fiecare an, în lunile ianuarie și februarie, în sudul Cîmpiei Ruse, pe țărmurile de nord ale Mării Caspice, în Ucraina și uneori chiar în țara noastră, în Moldova, Dobrogea și Bărăgan, zăpada este viscolită de furia vîntului. Transporturile rutiere și feroviare sînt întrerupte, copacii sînt smulși din rădăcini și imense troiene de zăpadă se așternhaotic pe întinderile nesfîrșite ale cîmpiilor, acoperind locuințe, căi de comunicații, trenuri și autovehicule. Vîntul suflă uneori cu viteze de peste 40 m/s.

În regiunile centrale ale Asiei și Americii de Nord, vara este bîntuită de furtuni fierbinți, care într-un timp scurt compromit culturile de pe mii de hectare și usucă fructele, aducînd un aer încins, în care temperatura depășește uneori chiar 45°C la umbră ! Cerul devine galben-roșiatic, deoarece asemenea furtuni fierbinți sînt însoțite și de transport de praf în suspensie.

Către sfîrșitul iernii de pe înălțimile Alpilor elveției, spre văile Rinului și Rhonului coboară un aer neobișnuit de cald și de uscat, care topește uimitor de repede zăpada și provoacă avalanșe și torenți înspumați, ce pornesc vijelios către vale. Dar, în același timp vîntul dinspre munte aduce cu două—trei săptămîni mai devreme primăvara în cantoanele din sudul Elveției. Localnicii l-au denumit *föhn*, dar i se mai spune și „Mîncătorul de zăpadă".

În noaptea de 1 spre 2 februarie 1953, o furtună puternică s-a abătut cu toată furia asupra coastelor Olandei. Valuri enorme de 8—10 m înălțime au izbit ore întregi digurile de apărare, care în cele din urmă au cedat în cîteva locuri, iar șuvoaiele de apă s-a abătut asupra orașelor Amsterdam, Rotterdam, Melisant și Dordrecht, distrugînd în calea sa uzine, căi ferate, locuințe și instalații portuare, inundînd peste 6 500 ha și provocînd imense pagube materiale și multe victime omenești. Puternicul uragan s-a abătut și pe litoralul Belgiei, ca și pe coastele de răsărit ale Angliei iar apele dezlănțuite au acoperit pe mari întinderi uscatul. A fost cea mai cumplită furtună din cîte s-au semnalat în secolul nostru prin aceste locuri.

În ianuarie 1978 o altă furtună deosebit de puternică s-a dezlănțuit deasupra arhipelagului Britanic, sudul Nor-

vegiei și nordului Republicii Federale Germania. Rafalele de vînt, care au depășit 200 km/oră însoțite de masive căderi de zăpadă, au blocat sute de km de drumuri, au smuls stîlpii de telegraf și acoperișurile caselor, au izolat complet sate și orașe, cauzînd numeroase victime omenești și imense pagube materiale. O situație asemănătoare a fost semnalată și în partea de nord-est a Statelor Unite în special în statele Maine, Rhode Island, New-York, Massachusetts, unde valurile imense iscate din Atlantic s-au asvîrlit cu toată furia asupra uscatului, distrugînd mai multe stațiuni celebre de pe țărmul Noii Anglii, făcînd peste 100 victime și pagube estimate la 355 000 000 dolari.

Iată numai cîteva din formele mai deosebite de manifestare a vîntului.

De la „peștera vînturilor" a lui Eol la... sateliții meteorologici

Oceanul aerian nu se află niciodată în stare de repaus, datorită diferențelor de presiune care se creează între diferitele puncte de pe suprafața terestră, dar și între diferite straturi ale atmosferei. Din această cauză aerul se va deplasa continuu dintr-o regiune geografică într-alta, contribuind mai mult sau mai puțin la modificarea aspectului vremii. Cunoașterea legilor care generează asemenea mișcări, oferă posibilitatea de a anticipa direcția și viteza circulației atmosferice și de a putea prevedea aspectul vremii într-o regiune oarecare.

Mișcarea continuă a aerului datorită diferențelor de presiune, cauzate de încălzirea inegală a suprafeței terestre, poartă numele de *vînt*.

Vîntul este fenomenul ce se produce cel mai des în atmosferă. De la adierea abia simțită a zefirului, ce se strecoară culegînd mireasma florilor de cîmp, de la răcoritoarele brize de munte sau de mare și pînă la uraganele violente, care smulg arborii seculari din rădăcini, scufundă vapoare sau aruncă peste țărm apa oceanelor, este un drum lung, generat însă, întotdeauna, de aceleași cauze.

Încă din cele mai vechi timpuri, oamenii au fost impresionați de acest fenomen, pe care, în naivitatea lor, l-au atribuit ca aparținînd unor forțe supranaturale, pe care încercau să le îmblînzească prin sacrificii și rugăciuni. Ne-

putînd explica cauzele ce provoacă apariţia vîntului, oamenii din antichitate îl considerau ca pe o fiinţă nevăzută, stăpînită şi condusă de un zeu, care, atunci cînd era supărat pornea să sufle cu putere, pentru a distruge totul în calea sa.

Astfel, în mitologia greacă, zeul vînturilor era Eol, fiul lui Poseidon. Eol ţinea ascunse vînturile într-o peşteră adîncă din insulele Eolice, a cărei gură o astupa cu un bolovan uriaş. Dar, uneori, Eol uita să închidă gura peşterii, iar vînturile ieşeau din ascunzătoare şi goneau libere pe suprafaţa pămîntului.

Însă nu e mai puţin adevărat că grecii, popor de iscuşiţi marinari şi neguţători, îşi făcuseră încă de pe atunci o imagine destul de apropiată de realitate asupra cauzelor şi consecinţelor vînturilor. De pildă însuşi legendarul *Homer*, care a trăit în secolul al IX-lea î.e.n., descrie cele patru vînturi ale Mediteranei : *Boreas*, vîntul rece şi năprasnic dinspre miazănoapte ; *Notos*, vîntul de la miazăzi, cald şi aducător de ploaie ; *Zefiros*, vîntul răcoros dinspre apus şi, în sfîrşit, *Euros*, vîntul dinspre răsărit prielnic pentru navigaţie.

Mai tîrziu, *Hesiod din Beotia* (c. sec. VIII—sec. VII î.e.n.), în cartea sa „Munci şi Zile", spune că : „iernile aspre din Grecia se datorează vîntului din nord, care coboară în rafale dinspre Tracia".

Observaţii mai amănunţite asupra vînturilor le face întemeietorul şcolii ioniene, *Thales din Milet* (c. 624—546 î.e.n.), care întocmeşte chiar şi un „calendar meteorologic" de mare folos pentru navigatori. Şi tot cam în acelaşi timp filosoful materialist al şcolii ioniene *Anaximene din Milet* (c. 585—525 î.e.n.) susţinea că vînturile se produc atunci cînd : „aerul comprimat se pune în mişcare datorită unui impuls". Marele filozof grec *Aristotel* în lucrarea sa „Meteorologia" face unele consideraţii şi asupra mişcării aerului atmosferic, pe care îl consideră ca fiind : „un fum emanat de Pămînt. În regiunile nordice Pămîntul emană aer rece care se acumulează treptat şi apoi porneşte spre sud, dînd naştere vînturilor de nord". Vîntul de sud, în schimb, spunea Aristotel, că ar fi provocat de : „răsuflarea fierbinte a Pămîntului din acele locuri calde".

Mai tîrziu, macedoneanul *Andronicos* (sec. 1 î.e.n.) a construit la Atena un „turn al vînturilor", pe care a situat

o girueta în formă de triton. Învîrtindu-se, girueta indica cu un beţişor o figurină sau alta de pe frontonul turnului. Vîntul de nord, Boreas, era reprezentat printr-un bătrîn cu barba albă în haine de culoare închisă, în timp ce vîntul de apus, Zefiros, avea înfăţişarea unui tînăr cu flori şi fructe în mîini. Acest turn se păstrează la Atena pînă în ziiele noastre în afară de giruetă, care s-a rupt demult.

Expediţiile cunoscuţilor navigatori ai antichităţii: Nearchos, Hippalus etc., care ieşiseră din orizontul devenit strîmt al Mediteranei spre Oceanul Indian, se bazau pe cunoaşterea direcţiei vînturilor.

În Evul Mediu cunoştinţe noi asupra vînturilor provin din expediţiile navigatorilor, care relatează din călătoriile lor de peste mări despre mişcările aerului. Dar de multe ori descrierile şi observaţiile lor juste erau amestecate cu diferite superstiţii, fapt explicabil pentru acele timpuri, bîntuite de obscurantism şi de misticism.

Cercetări asupra vîntului se fac abia începînd cu sfîrşitul secolului al XV-lea şi începutul secolului al XVI-lea, odată cu lărgirea orizontului geografic, ca urmare a călătoriilor făcute de marii descoperitori ai pămînturilor noi: *Cristofor Columb* (c. 1451—1506) şi *Fernando Magellan* (1480—1521), care au folosit direcţia constantă a alizeelor.

În 1686 astronomul englez *Edmund Halley* întocmeşte prima hartă generală a vînturilor, folosind în acest scop roza vînturilor pentru determinarea direcţiei şi intensităţii acestora.

În ceea ce priveşte adevăratele cauze, care dau naştere vîntului, ele nu au putut fi descoperite şi cercetate decît după inventarea termometrului şi a barometrului. Dar, abia în 1837 cercetătorii au făcut primele corelaţii între centrele de presiune atmosferică şi temperatura aerului, iar în 1857 meteorologul olandez *Christophor Buys-Ballot* (1817—1890) a descoperit legile ce generează mişcarea ciclonică.

Cu cîteva decenii mai înainte de această dată, amiralul englez *Francis Beaufort* (1774—1857) a întocmit prima hartă cu izobare, în care s-au putut stabili mişcările ciclonice şi intensitatea vîntului. De la acest deschizător de drumuri în imensitatea de gheaţă a mărilor nordice, ne-a rămas şi prima scară a tăriei curenţilor aerieni, scara Beaufort (tabelul nr. 8).

SCARA BEAUFORT

Grade Beaufort	*Aprecierea tăriei vîntului*	*Caracteristici observabile*	*Viteza vîntului*	
			m/s	*km/oră*
0	calm	fumul se ridică vertical	0 — 0,5	0— 1
1	aproape liniştit	fumul este purtat de vînt: vîntul nu acţionează girueta	0,6— 1,7	2— 6
2	puţin vînt	se simte vîntul pe faţă; frunzele foşnesc; acţionează girueta	1,8— 3,3	7—12
3	vînt slab	frunzele şi crenguţele sînt în permanentă mişcare; vîntul face să fluture un steag uşor	3,4— 5,2	13—18
4	vînt potrivit	ridică praf şi bucăţi de hîrtie; agită crengile subţiri	5,3— 7,4	19—26
5	vînt tăricel	copacii mici înfrunziţi se balansează; pe apele interioare se formează vălurele cu creastă	7,5— 9,8	27—35
6	destul de tare	agită crengile mari; sîrmele de telegraf şuieră; dificultăţi în folosirea umbrelei	9,9—12,4	36—44
7	vînt tare	agită copacii întregi; se înaintează cu greu împotriva vîntului	12,5—15,2	45—54
8	vînt puternic	rupe crenguţe din copaci; în general nu se poate înainta contra vîntului	15,3—18,2	55—65
9	vijelie	provoacă uşoare avarii construcţiilor (dărîmă hornuri şi depărtează olane)	18,3—21,5	66—77

Tabelul 8 (continuare)

Grade Beaufort	*Aprecierea tăriei vîntului*	*Caracteristici observabile*	*Viteza vîntului*	
			m/s	*km/oră*
10	vijelie puternică	vîntul smulge copacii din rădăcini şi provoacă avarii considerabile construcţiilor	21,6—25,1	78—90
11	tempestă	foarte rar întîlnită; însoţită de distrugeri pe scară mare	25,2—29,0	91—104
12	uragan	calamitate naturală	peste 29	peste 104

Cercetările întreprinse în următorii ani şi mijloacele de investigare a atmosferei din ce în ce mai moderne au lărgit şi mai mult sfera cunoştinţelor în domeniul cauzelor care generează curenţii aerieni.

Astăzi, caracteristicile vîntului sînt cercetate cu ajutorul rachetelor şi al sateliţilor meteorologici pînă în straturile tot mai înalte ale oceanului aerian, datorită importanţei pe care o are în lanţul de procese şi fenomene cu rol determinant în dinamica atmosferei.

Cum ia naştere vîntul ?

Dacă temperatura şi presiunea aerului ar avea aceleaşi valori pe suprafaţa Pămîntului, nu ar mai exista deplasări ale aerului. Dar temperatura, nefiind o mărime constantă, determină repartiţia neuniformă a presiunii atmosferice, datorită apariţiei pe suprafaţa Pămîntului a unor regiuni încălzite diferit. Întocmai cum un rîu curge de la deal la vale, tot astfel aerul se deplasează din regiunile cu presiune atmosferică mai ridicată spre cele cu presiune mai scăzută ; aşa se poate explica şi formarea vîntului.

În urma deplasării aerului, căldura şi umezeala vor fi transferate dintr-un loc într-altul, tot aşa cum în alte si-

tuații aerul mai rece și mai uscat va lua locul celui mai cald și mai umed. Aceste schimburi de căldură și de umezeală au o mare însemnătate în caracterizarea globală a vremii și a climei.

Analizînd o hartă sinoptică de la nivelul solului, se constată cu ușurință, că între diferite puncte de pe suprafața Pămîntului există diferențe de presiune. Dacă se consideră presiunea atmosferică standard la nivelul mării de 1 015 mbar (aproximativ 760 mmHg) vor apărea regiuni întinse cu presiuni mai mari de 1 015 mbar — anticicloni sau maxime barometrice — și altele cu presiuni sub 1 015 mbar — cicloni sau minime barometrice.

Dacă se urmărește repartiția presiunii atmosferice într-un anticiclon, se observă că aceasta scade radiar dinspre centru spre periferie. Diferența de presiune dintre două puncte, calculată în milimetri sau milibari se numește *gradient baric* sau *gradient de presiune*. Gradientul baric este întotdeauna perpendicular pe izobare și este orientat dinspre presiunea ridicată spre cea coborîtă. Astfel, cu cît izobarele sînt mai dese, cu atît gradientul va fi mai mare, marcînd salturi bruște ale presiunii și cu cît distanța dintre izobare va fi mai mare, gradientul baric va fi mai mic, iar schimbările din cîmpul presiunii vor fi mai lente.

Într-un ciclon presiunea aerului va scădea spre centrul său și va crește către exterior. Vînturile de pe glob nu sînt altceva, deci, decît mișcări ale aerului provocate de diferențele de presiune, care, după cum s-a văzut, sînt determinate de încălzirea inegală a suprafeței globului. Aerul se deplasează din regiunile cu presiune mai înaltă spre cele cu presiune mai joasă și cu cît gradienții barici vor fi mai mari vînturile vor avea o intensitate mai mare în timp ce gradienții barici mici vor genera vînturi mai slabe.

Dacă Pămîntul n-ar avea o mișcare de rotație diurnă, atunci vîntul ar urma direcția gradientului baric. Dar, datorită acestei mișcări, în scurgerea aerului intervine *forța de abatere* (Coriolis). Forța gradientului baric și forța Coriolis ajung repede în echilibru, iar vîntul se va deplasa nu perpendicular pe izobare, ci treptat va avea o direcție paralelă cu izobarele. Acest vînt ideal, aflat în echilibru față de cele două forțe, poartă numele de *vînt geostrofic*, în cazul în care izobarele sînt linii drepte și paralele.

În cazul izobarelor curbe, care închid centrele de presiune atmosferică ridicată sau coborîtă, se va ține seama în plus și de forța centrifugă. Meteorologul olandez *Buys-Ballot* a dat următoarea relație a vîntului față de presiunea atmosferică în emisfera nordică : dacă stăm cu spatele spre vînt, presiunea joasă va fi la stînga, iar cea înaltă la dreapta.

Aproape de suprafața Pămîntului, de regulă, pînă la o înălțime de 600—900 m există și *forța de frecare a aerului* de sol, care modifică direcția vîntului și contracarează parțial forța Coriolis, împiedicîndu-l să aibă direcție paralelă cu izobarele. Din această cauză vîntul va sufla oblic, de-a curmezișul izobarelor, sub un unghi de 20—45°, în funcție de gradul de accidentare a suprafeței terenului. Totodată, viteza vîntului se va reduce în funcție de frecarea de sol. Numai la mari înălțimi, acolo unde nu va mai acționa influența frecării aerului de suprafața solului, vîntul se va deplasa paralel cu izobarele.

În emisfera nordică, în cicloni, vîntul suflă în sens invers mișcării acelor de ceasornic și în sensul acelor unui ceasornic într-un anticiclon. În emisfera sudică, situația este exact inversă. Deci vînturile care acționează în cadrul unui ciclon formează o spirală orientată spre interior, în timp ce vînturile dintr-un anticiclon se dirijează după o spirală orientată spre exterior. Ceea ce diferă în mișcarea vîntului în cele două emisfere este numai sensul, fiindcă întotdeauna vînturile de la suprafață vor avea o spirală orientată spre centrul ciclonului, deci aerul va avea o mișcare convergentă spre centru și trebuie să se ridice pentru a fi eliminat, iar în anticicloni, unde vînturile urmează o spirală orientată în afară, mișcarea aerului va fi divergentă.

Prin ce se definește vîntul

Elementele caracteristice ale vîntului sînt *direcția* și *viteza*. Direcția vîntului se stabilește în raport de punctul cardinal dinspre care suflă, iar viteza indică distanța parcursă de aer în unitatea de timp.

La stațiile meteorologice pentru măsurarea direcției și vitezei vîntului se folosește *girueta Wild* (fig. 23), formată

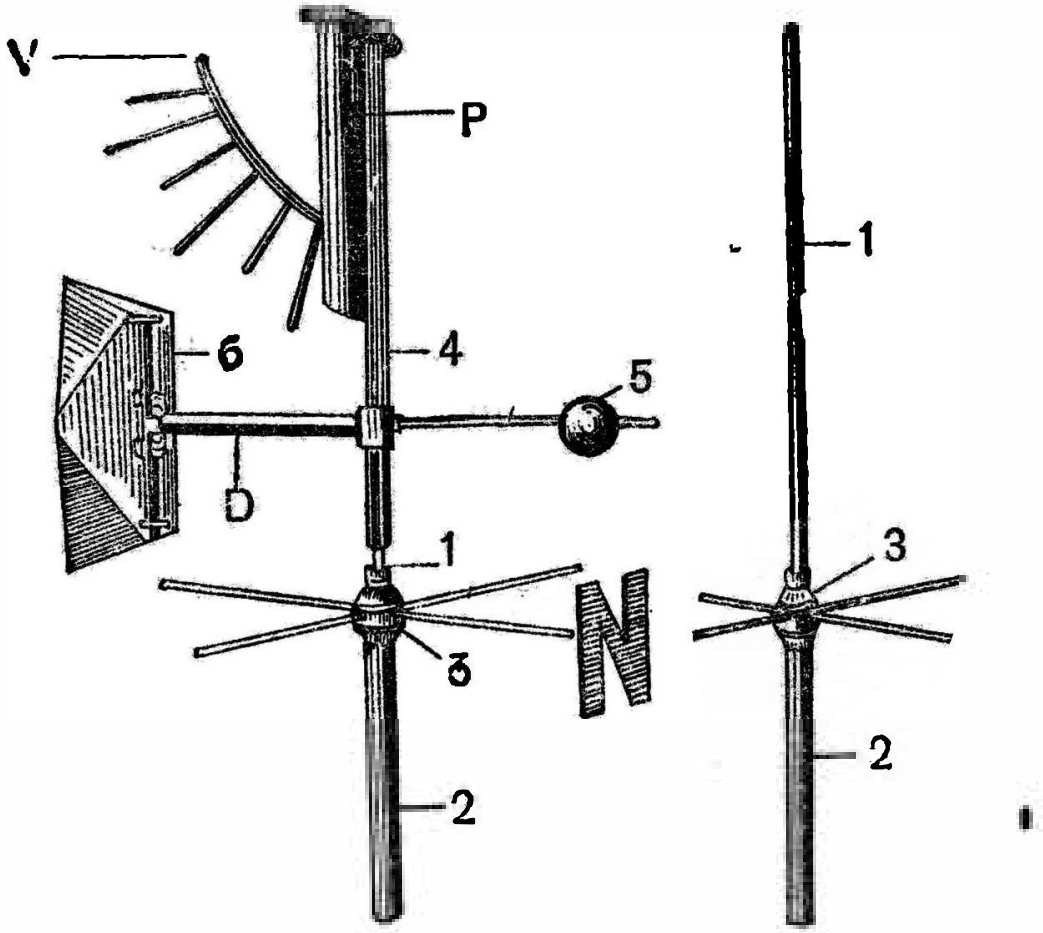


Fig. 23 Girueta Wild

dintr-un ax metalic vertical (1), avînd în porţiunea inferioară o parte tubulară (2), pe care, prin intermediul unei bucşe metalice (3), sînt fixate patru sau opt vergele metalice orizontale, care indică punctele cardinale, nordul fiind notat cu litera N.

Deasupra axului metalic se ataşează partea mobilă a giruetei — ampenajul (4), pe care se află atît dispozitivul indicator al direcţiei (D), cît şi cel pentru determinarea vitezei vîntului. (V, P). Dispozitivul indicator al direcţiei este format dintr-un ax (D), care are la un capăt o sferă de plumb (5), iar la celălalt un sistem de două plăci metalice (6) unite spre exterior. Dispozitivul se mai numeşte şi pană de vînt.

Dispozitivul indicator al intensităţii este alcătuit dintr-o placă metalică (P), care poate avea greutatea de 200 g la girueta obişnuită sau 800 g la girueta cu placă grea, folosite la staţiile meteorologice, unde vîntul are intensitate foarte mare. Placa va oscila în funcţie de tăria vîntului în jurul

unui arc de cerc (V), pe care sînt dispuşi opt dinţi indicatori ai tăriei vîntului în scara Beaufort.

Pentru determinarea vitezei vîntului uneori sînt folosite şi *anemometrele*. Cel mai des întrebuinţat este *anemometrul cu cupe*, (fig. 24), format dintr-un sistem de cupe (trei sau patru) fixate la capătul unui ax vertical, foarte mobil în jurul axei, prin intermediul unui sistem de rulmenţi. Capătul opus al axului vertical se termină cu un şurub fără sfîrşit, care angrenează un sistem de rotiţe dinţate, dintre care ultima în legătură cu un ac indicator. Sub influenţa vîntului, sistemul de cupe se roteşte, rotiţele dinţate transmit mişcarea de rotaţie acului indicator, iar acesta determină numărul de metri parcurşi de vînt. Pe cadranul părţii

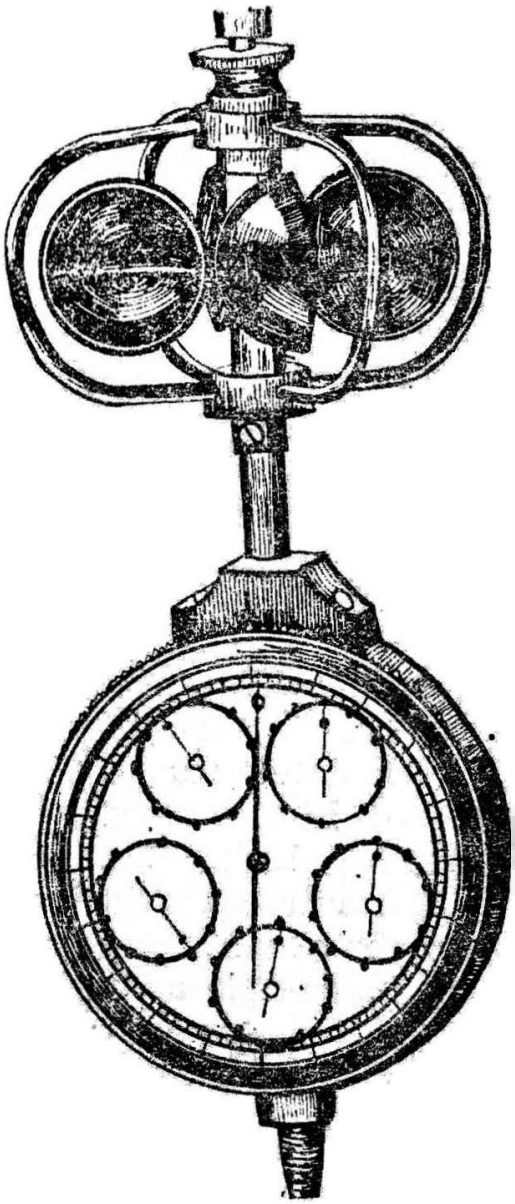


Fig. 24 Anemometrul cu cupe

înregistratoare, acul mare va indica numărul de metri parcurşi, iar cadranele mici vor înregistra sutele, miile şi zecile de mii de turaţii.

Mai există încă o serie de anemometre (cu palete, termice, magnetice etc.), care au diferite întrebuinţări în practica meteorologică.

Pentru înregistrarea continuă a vitezei vîntului, în meteorologie se utilizează aparate înregistratoare numite *anemografe*, foarte variate ca principii de construcţie (anemograful cu contact electric, anemograful electromagnetic, anemograful manometric etc).

Pentru măsurarea vitezei vîntului la mari înălţimi se folosesc *baloane umplute cu hidrogen*, a căror viteză ascensională o cunoaştem şi pe care le observăm cu ajutorul teodolitului. Se va calcula apoi deriva orizontală a balonului datorită vîntului, iar pentru măsurători de precizie, balonul va fi dotat cu o ţintă, care reflectă undele radar, putînd fi urmărite în acest fel şi pe timp noros.

Pentru analiza direcţiei şi vitezei vîntului într-un interval mai mare de timp (o lună, un an sau un şir de ani), se construieşte o schemă numită *roza vînturilor*. Direcţiile vînturilor sînt însemnate pe cele 8 sau 16 sectoare de busolă, indicate prin linii radiale ce pornesc din punctul central. Procentajul pentru perioada respectivă de timp, în care vîntul suflă din aceste sectoare este indicat prin lungimea liniilor, iar tăria vîntului prin grosimea mai mare sau mai mică a sectorului.

În practica meteorologică un rol deosebit de important îl are studierea direcţiei şi intensităţii vîntului în atmosfera liberă, adică la înălţimi de peste 5—6 km, acolo unde influenţa reliefului nu se mai resimte decît izolat şi într-o foarte mică măsură.

Din datele statistice s-a stabilit că viteza vîntului creşte treptat, în atmosfera inferioară ajungînd la valori maxime între 8 şi 12 km (200—300 km/oră). Deasupra acestor altitudini, viteza vînturilor se intensifică din nou pînă la aproximativ 20 km, unde prezintă un minim, pentru ca apoi dincolo de această înălţime să crească din nou.

În privinţa direcţiei vîntului s-a constatat că se roteşte în înălţime treptat spre dreapta. În straturile atmosferei de deasupra Europei s-a stabilit că pînă la 20 km înălţime direcţia predominantă este din sectorul vestic, pentru ca

deasupra acestui nivel circulația aerului să se dirijeze dinspre est.

În scopul măsurării caracteristicilor vîntului, la scara globală, s-a inaugurat de către Organizația Meteorologică Mondială proiectul *G.H.O.S.T. (Global Horizontal Sonding Technique* = Sondaj tehnic global orizontal) care se realizează cu ajutorul a 6 000 de baloane libere prevăzute a evolua la niveluri fixe cuprinse între 3 000 și 20 000 m înălțime. Dotate cu aparatură foarte complexă de măsurare a parametrilor amintiți mai sus, precum și cu radioemițătoare pentru transmiterea mesajelor recepționate de către stațiile terestre sau sateliți, baloanele constituie încă un pas spre descifrarea tainelor vastului ocean aerian.

Musonii

Caracterul neomogen al suprafeței terestre în care întinderi mari de uscat alternează cu cele acoperite de ape, crează în distribuția temperaturii aerului importante contraste fie în cadrul unui anotimp, fie la trecerea de la un anotimp la altul, ce se reflectă implicit și asupra distribuției presiunii atmosferice. Ca o consecință a acestor contraste ia naștere, la scară planetară, o puternică circulație sezonieră a maselor de aer, mai ales în zonele subtropicale și tropicale. Aceștia sînt *musonii,* vînturi cu caracter periodic, care își schimbă direcția de la un anotimp la altul cu circa 120—180°.

În regiunile temperate, cu toate că diferențele de temperatură dintre continent și ocean sînt destul de mari, activitatea musonică este mai redusă, cauza constituind-o puternica dezvoltare a ciclonilor și anticiclonilor mobili, care se formează de-a lungul fronturilor atmosferice în aceste regiuni ale globului și care produc puternice perturbări în circulația aerului.

Cele mai tipice vînturi musonice se dezvoltă în bazinul nordic al oceanului Indian și în sudul continentului asiatic, aproximativ în zona limitată de paralelele 20° lat. N. și 15° lat. S, mărginită la vest de Africa și la est de Australia. Musonii din această zonă au fost cunoscuți încă din antichitate, fiind folosiți de pildă de navigatorul cretan Nearchos, încă în secolul IV î.e.n. în periplul său pînă pe țăr-

murile Indiei. Dar cei care au folosit veacuri de-a rîndul circulația musonică au fost arabii, de la care s-a păstrat chiar denumirea acestor vînturi periodice (mausin în limba arabă înseamnă anotimp).

Mecanismul de formare a musonilor este relativ simplu. În semestrul cald al anului (aprilie—octombrie), pe continentul asiatic, puternic încălzit, ia naștere o zonă depresionară care acoperă o arie foarte întinsă între Mongolia și Pakistan. În același timp deasupra Oceanului Indian, care se încălzește mult mai încet, se formează centre barice de presiune atmosferică relativ ridicată (anticiclonul Mauriciu).

Datorită diferențelor mari de presiune și temperatură între continent și ocean apar gradienți barici orientați dinspre Oceanul Indian spre Asia, către care converg masele de aer umed, dens și răcoros de deasupra oceanului. Astfel se formează *musonul de vară* (fig. 25). Într-atît de mare este forța acestui muson, încît atrage și alizeul emis-

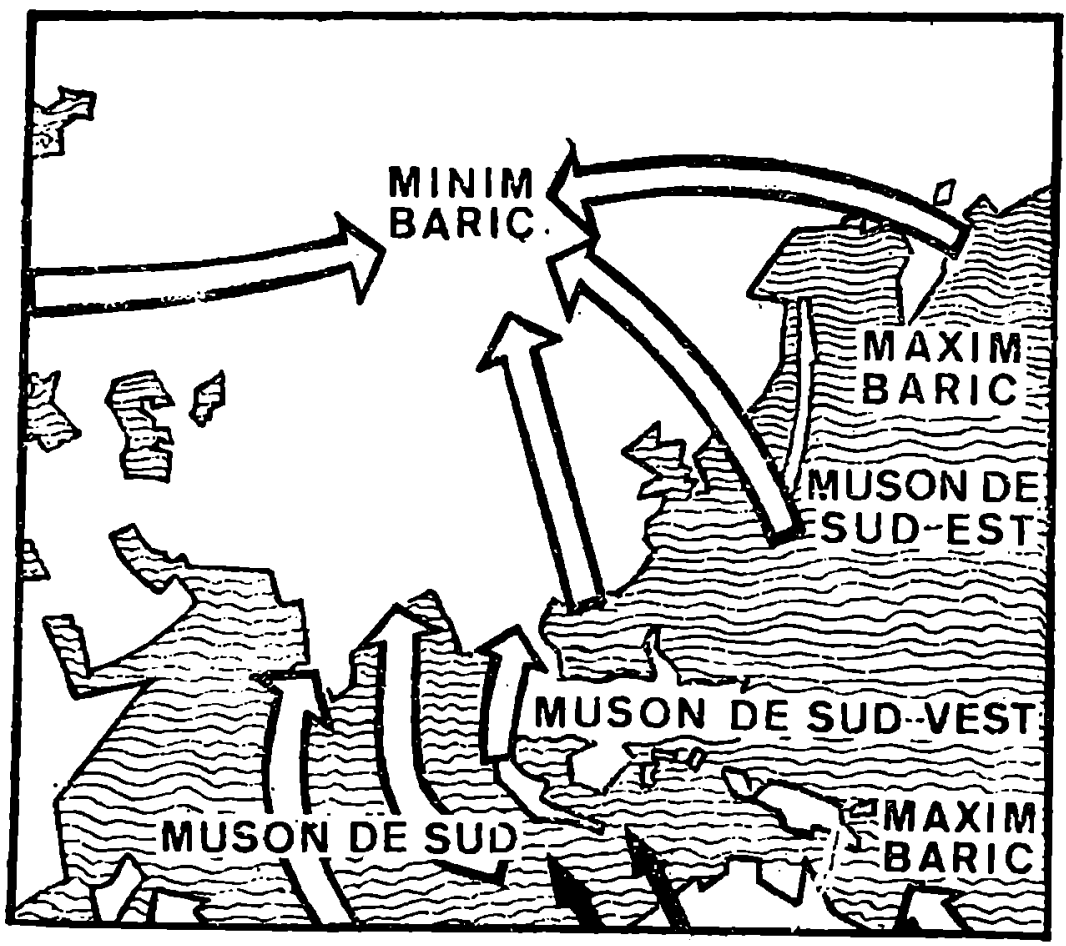


Fig. 25 Musonul de vară

ferei sudice, desființînd în timpul sezonului cald, boreal, calmul ecuatorial.

Puternicele vînturi musonice ce se deplasează spre nord-est și nord, cu viteze ce uneori depășesc 40 m/s, anihilează și alizeul de nord-est din emisfera nordică, schimbîndu-i direcția cu 180°. Influența musonului se face resimțită în toată partea centrală și nordică a Oceanului Indian, în Pakistan, India, Bangladesh, Birmania, peninsula Indochina și vestul Indoneziei. Musonului indian i se alătură și cel din partea de sud-est a Asiei, extinzînd astfel aria circulației musonice și asupra părții răsăritene a Indoneziei, Filipinelor, sud-estului R. P. Chineze, pînă în sudul Japoniei. În toate aceste regiuni vînturile musonice aduc ploi deosebit de abundente, care favorizează obținerea a 2—3 recolte anual, fapt deosebit de important pentru această zonă a lumii unde trăiesc aproape 1 800 000 000 de oameni, adică cca 2/5 din populația globului.

În afara zonelor amintite circulația musonului oceanic mai este prezentă și în partea de nord-est a Asiei — în regiunea Mării Ohotsk — influențînd nordul arhipelagului japonez, insula Sahalin și litoralul pacific al U.R.S.S.

Către sfîrșitul lunii octombrie, brusc, circulația musonică își schimbă sensul, orientîndu-se timp de 6 luni pe an (octombrie—aprilie) dinspre continent spre ocean, dînd naștere *musonului de iarnă* (fig. 26). Și de astă dată cauza care generează noua orientare a musonului o constituie tot diferențele termice și barice, care se creează între continent și ocean.

Deasupra Asiei, din cauza răcirii excesive a uscatului, se formează o vastă arie anticiclonică al cărui centru se întinde din sudul lacului Baikal pînă în estul R. P. Mongolia, de unde pornesc vînturi divergente spre minimele barometrice, ce iau naștere deasupra oceanului, care se răcește mult mai încet. Pe cît de umed și de bogat în precipitații este musonul de vară, pe atît de sărac în umezeală este cel de iarnă. Timp de 6 luni seceta domnește în părțile estice și sud-estice ale Asiei, unde abia dacă se înregistrează 5% din totalul cantităților de precipitații medii anuale. Intensitatea musonului continental este la fel de mare ca și a celui oceanic, schimbînd direcția alizeelor și desființînd calmul ecuatorial. Influența sa se face resimțită pînă în Madagascar și pe țărmurile Mozambicului, precum și în

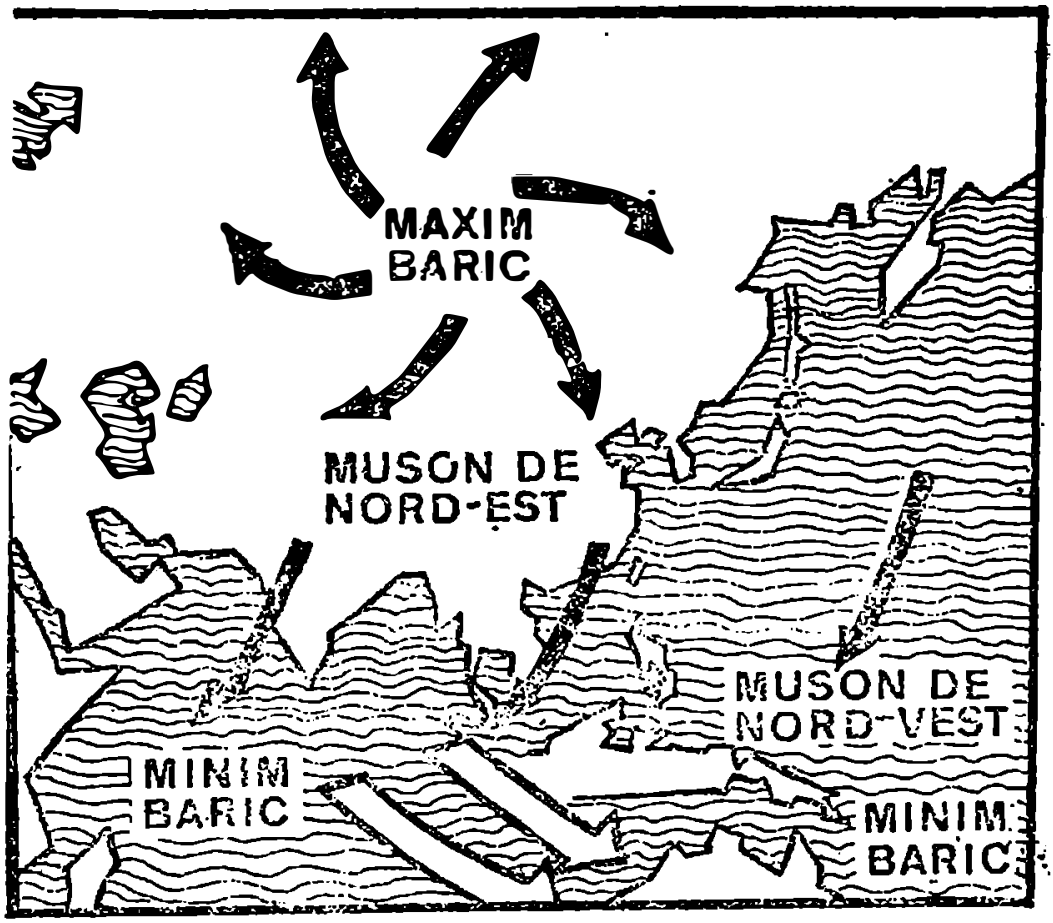


Fig. 26 Musonul de iarnă

nord-estul Australiei, dar în aceste regiuni musonul de iarnă nu mai este un vînt uscat, deoarece traversînd întinsul Oceanului Indian se încarcă cu umezeală şi aduce ploi bogate.

În partea de nord-est a Asiei se formează un muson de iarnă între dorsala răsăriteană a anticiclonului siberian şi minima Aleutinelor din Pacificul de nord, a cărui influenţă se resimte pe litoralul Extremului Orient al U.R.S.S. şi în nordul arhipelagului japonez.

Circulaţia musonică mai este prezentă şi în alte zone pe suprafaţa Pămîntului, însă fără a avea nici pe departe amploarea celei din zona continentului asiatic. Astfel, în America de Nord în anotimpul cald se dezvoltă o circulaţie musonică între ariile anticiclonale din Oceanul Atlantic şi depresiunea barică din centrul Canadei, iar în timpul iernii vînturile divergente ce pornesc din regiunea anticiclonică continentală spre est, sud-est şi sud, determină răciri puternice ale vremii, care uneori se resimt pînă în peninsula

Florida și pe țărmurile nordice ale golfului Mexic, compromițînd recoltele de citrice.

În America de Sud în timpul verii se dezvoltă în Columbia și în regiunea Gran Chaco, două minime barometrice, spre care converg masele de aer oceanic, determinînd o abundență a poilor în partea de nord-vest a continentului sud-american și respectiv în sudul Braziliei și în Uruguay.

În Africa circulația musonică este mai semnificativă în timpul verii pe țărmurile golfului Guineei, unde cad precipitații bogate ca urmare a pătrunderii aerului umed oceanic pe continent, atras de minima barometrică, ce se creează în zona de sud a Saharei. De fapt musonul african nu este altceva decît alizeul emisferei sudice, ce se prelungește la nord de ecuator. Fără a avea aceeași intensitate, și în Africa Australă ia naștere în timpul verii (decembrie — februarie) o circulație musonică între anticiclonii tropicali de pe Oceanul Indian și depresiunea barică din podișul Kalahari. În timpul iernii circulația musonică, în această zonă, este mult atenuată tocmai datorită minimei asiatice ce dereglează complet circulația aerului din sud-estul Africei și din partea centrală a Oceanului Indian.

Pentru zonele temperate se poate vorbi de o influență musonică — mai cu seamă vara — în partea centrală și vestică a continentului european, unde ca urmare a deplasării spre nord a anticiclonului azoric se creează o circulație aproape permanentă între ocean și continentul încălzit, întreruptă doar din cînd în cînd de dezvoltarea unor cicloni mobili.

În concluzie circulația musonică, prin caracteristicile și efectele sale impune pregnant în mai multe zone ale globului (îndeosebi în Asia de sud și de sud-est) un tip aparte de climat, evidențiat prin prezența a două sezoane — unul foarte ploios, vara, celălalt secetos, iarna — numit *climat musonic*.

Eol poate avea și alte preferințe...

Datorită condițiilor locale favorabile se formează vînturi, care nu sînt influențate decît într-o mică măsură de ansamblul marilor sisteme de circulație ale aerului de la

suprafaţa Pămîntului. Ele poartă numele de *vînturi locale* şi importanţa lor este deosebită în anumite regiuni geografice.

Cele mai cunoscute dintre vînturile locale sînt *brizele.* Am simţit deseori pe litoral răcoarea plăcută a vîntului, ce suflă în cursul dimineţii dinspre mare, în timp ce noaptea, schimbîndu-şi direcţia, bate dinspre uscat. Aceste vînturi locale, numite *brize de mare şi de uscat,* iau naştere ca urmare a diferenţelor de presiune dintre cele două suprafeţe active limitrofe, generate de încălzirea diferită a uscatului şi a mării. În timpul zilei, litoralul se încălzeşte mai puternic decît apa. În acest fel deasupra uscatului se formează o minimă barometrică, în timp ce deasupra mării se formează un cîmp de presiune atmosferică ceva mai ridicată şi, cum e şi firesc, vîntul va bate dinspre mare spre uscat. În acelaşi timp în straturile ceva mai înalte se va creia un curent de compensaţie, în sens contrar, dinspre uscat spre mare, care va închide circuitul local al aerului din zona litoralului (fig. 27 a)

În cursul nopţii, uscatul răcindu-se mai repede şi marea mai lent, diferenţele de presiune sînt inversate. Din această cauză se va creia la suprafaţa solului un gradient baric orientat dinspre uscat spre mare, în timp ce în altitudine, curentul de compensaţie se va dirija dinspre mare spre uscat. (fig. 27 b)

În general, zona afectată de brize nu se extinde în interiorul uscatului mai mult de 20—25 km, iar pe verticală influenţează doar păturile joase ale troposferei inferioare cuprinse între 200 m şi maximum 2 km.

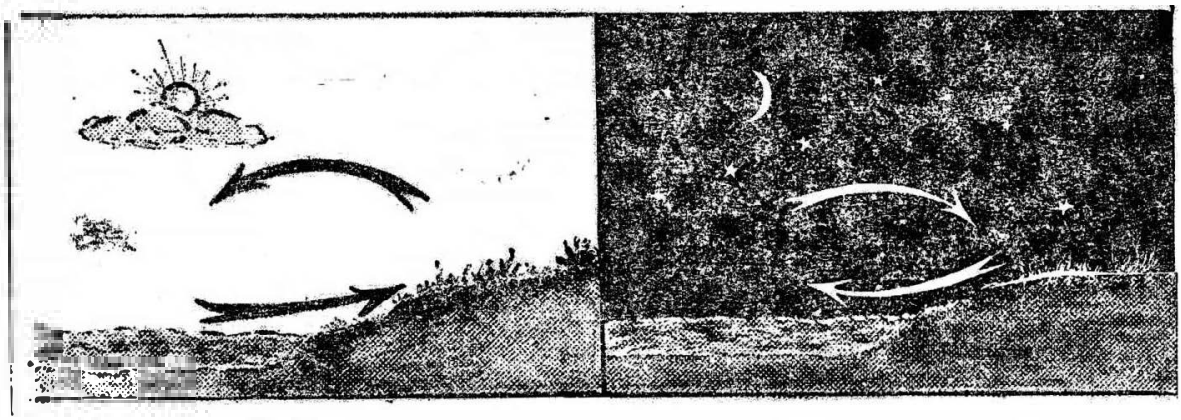


Fig. 27a Briza de zi

Fig. 27b Briza de noapte

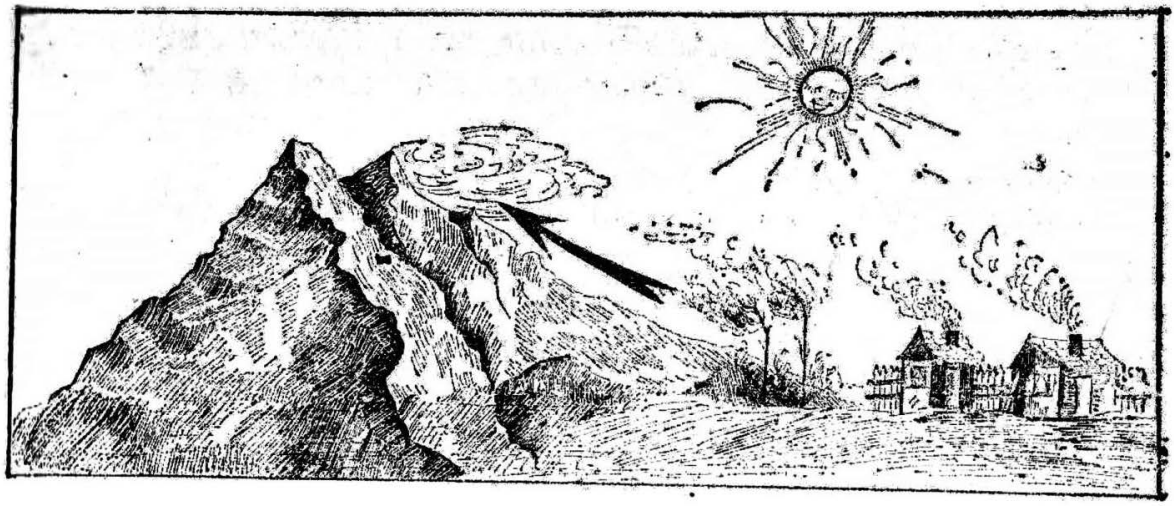


Fig. 28 Briza de vale

O dezvoltare mai mare o au brizele în regiunile de litoral din zona tropicală, ca urmare a insolației cu mult mai puternice, care creează contraste termice și barice foarte mari între uscat și mare.

Asemănătoare prin alternanța diurnă a sensului sînt ***brizele de vale și de munte.*** Ziua, cînd versanții sînt puternic încălziți de razele solare, aerul se ridică spre înălțimi, fiind înlocuit cu aerul mai rece și mai dens care se deplasează dinspre fundul văilor ce rămîn mai reci. Vîntul care se deplasează din avale spre amonte poartă numele de ***briza de vale*** (fig. 28). Ajungînd spre vîrful muntelui, uneori aerul mai umed din văi, determină o creșterea din ce în ce mai pronunțată a nebulozității și cam pe la ora prînzului, în timpul verii încep să cadă averse de ploaie. Dar aceste ploi sînt cu totul locale și au o durată scurtă după care norii se risipesc și Soarele strălucește din nou deasupra crestelor înalte.

Noaptea, cînd versanții se răcesc mai repede prin radiația căldurii de la sol în aer, vîntul se va deplasa de pe culmi spre văi, dînd naștere *brizei de munte* (fig. 29). Aerul mai rece se așterne pe fundul văilor adînci și în depresiunile intramontane, unde poate staționa chiar zile în șir, mai ales în timpul iernii, determinînd în aceste locuri temperaturi minime cu mult mai coborîte decît pe vîrful muntelui.

Tot vînturi locale sînt și *vînturile descendente (catabatice).* De astădată aerul rece și dens se acumulează în timpul iernii pe platourile înalte, de unde se revarsă spre văile și

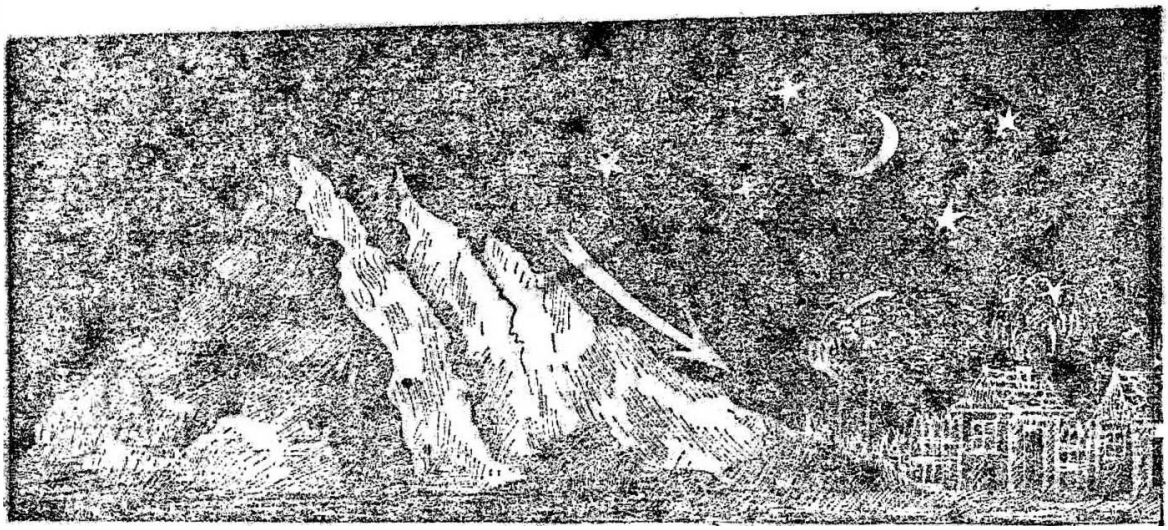


Fig. 29 Briza de munte

cîmpiile învecinate, sub forma unui vînt rece a cărui viteză este deosebit de mare.

Unul din cele mai cunoscute vînturi catabatice este *bora*, care se formează pe coasta Adriaticei, în peninsula Istria, şi pe ţărmul Mării Negre, la Novorossiisk.

Efectele borei din nordul Adriaticei sînt distrugătoare deoarece, coborînd de regulă de pe platourile mai înalte din nord-vestul Iugoslaviei, unde temperatura aerului este iarna, uneori foarte scăzută (—20°C), ajunge într-un interval scurt de timp pe ţărmul mării unde temperatura este mult mai ridicată (10°C). Şi numai în cîteva minute aerul rece al înălţimilor face să îngheţe crestele valurilor, care, depunîndu-se pe puntea vaselor le îngreunează şi le scufundă.

Mai pustietoare este însă bora din zona Novorossiiskului. Suflînd cu o viteză de peste 40 m/s, dinspre culmile nord-vestice ale Caucazului, se năpusteşte ca un adevărat uragan spre ţărmul Mării Negre, făcînd ca în mai puţin de un sfert de oră temperatura să scadă pînă la —20°C. Pulberea de apă smulsă de pe crestele valurilor se transformă instantaneu în gheaţă ce se depune pe vase, pe cheiuri şi pe case. Cîteodată grosimea gheţii ajunge pînă la 3 m iar furia vîntului smulge stîlpii de telegraf şi scufundă vasele. Această urgie durează uneori chiar trei zile în şir, avînd o frecvenţă mai mare în lunile martie şi noiembrie.

În regiunea Provence, din sudul Franţei, se formează deseori în timpul iernii şi al primăverii un vînt distrugător,

numit *mistral*. Din regiunea Podișului Central, unde se formează un maxim barometric local, aerul se revarsă intens pe culoarul Rhonului pînă în golful Lyon, unde ia naștere un minim barometric local. Vîntul astfel canalizat are un caracter violent, suflînd cu 200 km/h, întrerupînd circulația rutieră, răsturnînd vagoane de cale ferată sau distrugînd recoltele de citrice, măsline și vița de vie.

Pe banchizele Groenlandei și Antarctidei suflă de asemenea puternice vînturi catabatice numite *stock*, ce ajung adeseori pînă la țărm, unde dau naștere la viscole ce durează uneori zile în șir, cînd viteza vîntului depășește 60 m/s.

În ținuturile muntoase se formează adeseori vînturi calde, care diferă ca intensitate. Cel mai cunoscut dintre aceste vînturi este *föhn*-ul elvețian. (fig. 30). Dacă în nordul Italiei (cîmpia Lombardiei) se instalează un maxim barometric local, iar în Europa Centrală un minim, aerul mai dens dinspre sud traversează Alpii și coboară vertiginos spre Elveția și Tirol.

În faza de escaladare a versantului sudic, datorită mișcărilor ascendente, care duc la răcirea aerului și la condensarea vaporilor de apă, vremea va fi închisă și ploioasă, iar pe culmile înalte ale Alpilor va ninge. Temperatura aerului scade treptat (aproximativ cu 0,6°C la fiecare 100 m), astfel că de la temperaturile relativ ridicate

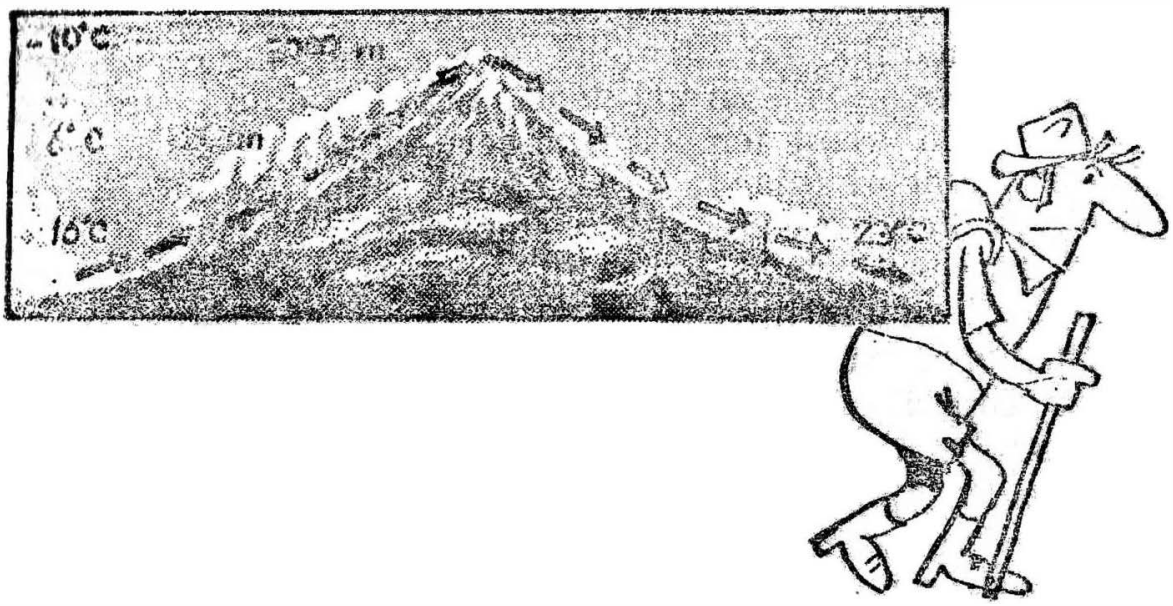


Fig. 30 Formarea föhnului

(14—16°C), pe care aerul le avea în Cîmpia Lombardiei, va ajunge pe vîrfurile munţilor la valori destul de scăzute (în jur de —10°C).

După trecerea pe versantul opus, aerul în mişcarea sa descendentă va deveni din ce în ce mai sărac în vapori de apă şi se va încălzi de astădată mult mai intens (cu 1°C la 100 m). Drept urmare, vîntul, descendent, föhnul este nu numai un vînt uscat, dar şi deosebit de cald (temperatura aerului ajunge spre poalele versanţilor la valori în jur de 25°C). Föhnul determină o schimbare bruscă în aspectul vremii, făcînd în acelaş timp ca de pe versanţii munţilor să se pornească puternice avalanşe, să se formeze torenţi înspumaţi, iar zăpada din podişul Elveţiei să se topească în cîteva zile. Ba uneori pomii chiar încep să înmugurească. Deşi e de multe ori periculos, datorită consecinţelor sale şi a violenţei cu care suflă — viteza sa poate ajunge şi pînă la 35 m/s — totuşi numai datorită existenţei acestui vînt cald viţa de vie poate creşte pe văile superioare ale Rinului şi Rhonului la poalele munţilor înalţi, iar primăvara soseşte în cantoanele elveţiene cu două—trei săptămîni mai devreme.

Dar şi mai intens decît föhnul elveţian este *chinookul* (şinuc) ce suflă în Munţii Stîncoşi (S.U.A.) şi al cărui nume este luat de la un trib de amerindieni ce locuiesc în regiunea versanţilor estici ai acestor munţi. Modul său de formare se aseamănă cu al föhnului, suflînd cu tărie de pe versantul estic al munţilor spre podişul Preeriilor şi spre văile afluenţilor lui Missouri. Zilele reci ale iernii sînt brusc întrerupte de un val neobişnuit de căldură care face ca în scurtă vreme temperatura aerului să urce de la —15° la 25° şi uneori chiar la 30°C. Zăpada pur şi simplu sublimează, adică trece direct din stare solidă în stare de vapori şi dispare văzînd cu ochii : copacii înmuguresc şi în cîteva zile mugurii se umflă şi plesnesc, apar frunzele şi chiar florile, iar pe întinsul văilor şi al dealurilor, nu de mult acoperite cu zăpadă, iarba creşte rapid. Toată această dezlănţuire nefirească a naturii poate dura uneori 2—3 săptămîni. Apoi totul reintră în normal şi adesea iarna revine în drepturile sale.

Zonda, föhnul argentinian, ia naştere pe versanţii estici ai Anzilor Cordilieri suflînd cu putere ca un vînt deosebit

de cald spre depresiunile intramontane din vestul Argentinei unde, întocmai ca și pe văile înalte din sudul Elveției, face să rodească vița de vie. Uneori efectul său se resimte pînă spre marginile apusene ale pampasului, unde determină creșteri deosebite ale temperaturii aerului și o vreme frumoasă, dar uscată.

Și în alte regiuni ale globului, cum ar fi de pildă în depresiunile Transcaucaziene, pe rama muntoasă din nordul munților Altai și Pamir, în Australia de est și în Noua Zeelandă, se formează föhnuri locale, a căror importanță este mai redusă comparativ cu a celor descrise mai înainte.

O altă categorie a vînturilor locale sînt cele care iau naștere în regiunile marilor deșerturi ale globului. Sînt vînturi foarte puternice, a căror intensitate depășește uneori 40 m/s transportînd pînă la mari depărtări nisipul fierbinte al deșerturilor, și se dovedesc distrugătoare mai cu seamă pentru zonele limitrofe pustiurilor, care se extind tot mai mult în dauna regiunilor fertile. Aceste consecințe nefaste, care au grave repercusiuni asupra a milioane de oameni, constituie obiectul unui amplu program de cercetări, care se efectuează sub egida O.N.U.

Unul din cele mai devastatoare vînturi ale deșerturilor este *simunul*, care suflă cu o frecvență deosebită în pustiul Arabiei și în sudul Iranului, ridicînd nori de praf și dezlănțuind adevărate furtuni de nisip. Sub furia sa aproape de neînvins, cad deseori pradă caravane întregi, ba uneori și oaze. Viteza cu care suflă acest vînt nimicitor depășește uneori 150 km/h. Sub suflarea lui fierbinte aerul devine de nerespirat, praful înecă animalele și oamenii și numai în cîteva minute dunele de nisip acoperă tot ce întîlnesc în cale.

La fel de fierbinte este și suflarea *khamsinului*, ce bîntuie în inima deșertului libian, ajungînd pînă în valea Nilului. Și tot în această regiune, dar avînd deobicei o direcție de la sud-vest către nord-est suflă *habbobul*.

Deasupra Marocului, Algeriei și Tunisiei suflă *siroco* care poartă însă diferite denumiri de la un loc la altul: marocanii îl numesc *sahat*, algerienii *leste*, iar tunisienii *chili* sau *ghibbi*.

Siroco ia naștere de obicei în partea posterioară a anticiclonului african format deasupra Saharei. Suflînd cu o

intensitate deosebită (35—50 m/s) transportă zile în şir nisipul fierbinte al Saharei pînă pe ţărmul Mării Mediterane. Uneori traversează chiar întreaga Mediterană, purtînd imenşi nori de pulbere gălbuie, foarte fină pînă în sudul Spaniei şi al Italiei.

Tot dinspre deşertul Saharei, dar de astădată cu o direcţie nord-est spre sud-vest se îndreaptă spre ţărmurile Senegalului un vînt uscat şi înăbuşitor, numit *harrmattan*. El este atras de depresiunea barică ce se creează deasupra Oceanului Atlantic, şi suflă zile în şir deosebit de tare (30—40 m/s), aducînd praful şi nisipul Saharei pînă la ţărmul oceanului.

Dinspre deşerturile Asiei Centrale Sovietice porneşte pe neaşteptate un vînt uscat şi fierbinte care usucă totul în calea sa : *suhovciul*. El ajunge adesea pînă în bazinul mijlociu al Volgăi şi Donului şi în partea de sud a Ucrainei. La suflarea sa arzătoare se ofilesc florile, frunzele copacilor îngălbenesc ca în plină toamnă, iar fructele din pomi se usucă. Deseori este însoţit de furtuni de praf, care întunecă orizontul şi acoperă în cîteva zile semănăturile şi finaţele.

La antipod, în continentul australian, suflă dinspre deşerturile centrale spre ţărmurile sud-estice cel mai fierbinte vînt al pustiurilor : *hot-wind*. Aerul transportat de acest vînt este încins ca un cuptor şi nu de puţine ori temperatura aerului ajunge pînă la 50°C la umbră, pîrjolind culturile şi constituind o mare calamitate pentru agricultura Australiei.

Polul vînturilor

Există pe glob, alături de polii geografici sau magnetici ai pămîntului, încă o serie de „poli" descoperiţi de către om, prin care a căutat să definească zonele cu cea mai mare intensitate a unui fenomen sau a unui proces din natură. Astfel se poate vorbi de polul frigului, polul căldurii, polul precipitaţiilor etc. Este de la sine înţeles că există şi un „pol" al vînturilor. El se află pe al şaselea continent, în Antarctida, în Ţara Adeliei şi a fost descoperit de exploratorul australian *Douglas Mawson* cînd, forţat de împreju-

rări a locuit, între 1911 şi 1913, în acele locuri. În nu mai puţin de 340 de zile din cele 365 ale unui an, vîntul suflă acolo cu o intensitate medie de 36 m/s, dar în multe din aceste zile viteza vîntului a atins chiar 90 m/s, adică peste 320 km/h ! Nimic nu rezistă unui asemenea uragan, care întrece în tărie cei mai cumpliţi cicloni tropicali ! Drept dovadă servesc stîncile golaşe într-atît de frecate de vînt, încît par şlefuite de mîna omului.

În expediţiile ştiinţifice din Antarctica cercetătorii au fost deseori puşi în dificultate de furia vîntului. De aceea sînt nevoiţi să poarte o încălţăminte specială cu crampoane de oţel, pentru a se înfige în zăpada îngheţată şi bătătorită de vînt. Avioanele expediţiilor sînt bine ancorate cu cabluri trainice de oţel, ce se leagă de stîlpi metalici. Casele construite sînt dispuse pe piloni de oţel şi înălţate cu 1 m de la suprafaţa zăpezii, pentru ca vîntul să spulbere nămeţii de dedesubt.

Dar mai există şi alte locuri pe Pămînt unde viteza vîntului atinge cifre impresionante. În America de Nord, de pildă, s-au întîlnit viteze apropiate de cele din Antarctida (în nordul Canadei şi în Alaska 70—80 m/s). În ciclonii tropicali din Golful Mexic şi din sud-estul Statelor Unite s-au măsurat viteze ale vîntului care au depăşit uneori 65 m/s iar în cei din sud-estul Asiei chiar şi 70 m/s.

În Uniunea Sovietică, în Munţii Caucaz, vîntul canalizat prin pasul Marhota atinge uneori 60 m/s. Această intensitate a fost înregistrată cu un aparat special construit de fizicianul *M. I. Goltman* care a calculat viteza de înălţare a unui lichid special pus într-un tub, în funcţie de tăria vîntului. Axa de rotire a aparatului coincide cu axa tubului, iar cu cît învîrtiturile sînt mai repezi, cu atît urcă mai sus lichidul sub influenţa forţei centrifuge. După înălţimea la care ajunge lichidul se poate determina viteza vîntului.

În ţara noastră cea mai mare viteză a vîntului s-a înregistrat la Vîrful Omu (2 507 m) în Munţii Bucegi cea mai înaltă staţie meteorologică din ţară şi una din cele mai înalte din Europa. Acolo vîntul suflă zilnic, de cele mai multe ori cu tărie, iar în timpul iernii adună adesea troiene de zăpadă înalte de 5—8 m. Viteza maximă atinsă de vînt la această staţie meteorologică a fost de 60 m/s !

Şi la noi în ţară,
Eol îşi are „emisarii" săi...

În ţara noastră, datorită pe de o parte aşezării geografice la zona de întrepătrundere a influenţelor climatice ale Europei Centrale, cu cele din bazinul estic al Mediteranei şi ale Europei estice, iar pe de altă parte din cauza particularităţilor orografice regionale, întîlnim o gamă deosebit de variată a vînturilor locale.

Crivăţul este, poate, vîntul cel mai specific datorită atît întinsei sale arii de repartiţie — Moldova, Dobrogea, sudul şi estul Munteniei —, dar şi intensităţii deosebite cu care suflă. Frecvenţa crivăţului este mult mai mare în cursul iernii şi ia naştere datorită prelungirii spre sud-vest a dorsalei maximului barometric ruso-siberian, concomitent cu formarea în bazinul estic al Mării Mediterane şi în vestul Mării Negre a unor zone depresionare. În aceste condiţii sinoptice crivăţul se orientează pe direcţia nord-est sud-vest suflînd cu viteze ce depăşesc deseori 30—35 m/s, determinînd cele mai cumplite viscole din ţara noastră.

În perioada caldă a anului, deşi frecvenţa sa este mult mai redusă, crivăţul este un vînt păgubitor, cald şi uscat, care poate uneori compromite culturile agricole din estul şi sud-estul ţării.

Austrul este vîntul care suflă dinspre apus şi se formează datorită existenţei în regiunea central-vestică a Peninsulei Balcanice a unui maxim barometric, iar în Cîmpia Tisei şi în Transilvania a unei zone depresionare. Austrul îşi lasă deobicei umezeala adusă dinspre Mediterana în regiunea Munţilor Dinarici şi ajunge la noi — prin Crişana, Banat şi Oltenia — ca un vînt cald şi foarte uscat, aducător de secetă, fapt pentru care în popor mai poartă numele şi de „sărăcilă". În timpul iernii, austrul este un vînt rece, aducător de geruri mari şi lipsit de asemenea de precipitaţii.

Nemerul sau *nemirul* suflă în sud-estul Transilvaniei, fiind specific mai ales pentru despresiunea Braşovului. Poate fi considerat ca o continuare a crivăţului, care se strecoară prin trecătorile Carpaţilor Orientali, aducînd în regiunile de la poalele munţilor viscole puternice, suflînd cu viteze ce depăşesc adesea 20—25 m/s.

În sudul Munteniei, în timpul verii, suflă din cînd în cînd dinspre sud-vest un vînt umed și călduț, *băltărețul*. Are o arie mai restrînsă de influență, dar este prielnic agriculturii deoarece aduce ploi destul de bogate în principalul grînar al țării.

Vîntul negru pe care localnicii îl mai numesc „traistă goală" sau „caraiclul" (vînt negru) bîntuie de obicei în Dobrogea de sud, fiind uscat și fierbinte, distrugînd semănăturile. Uneori influența sa se face resimțită și în Bărăgan.

Vîntul mare este cel mai cunoscut föhn românesc. Exact ca föhnul elvețian ia naștere tot datorită diferenței de presiune de o parte și de alta a unui lanț muntos. Vîntul mare bate dinspre culmile Munților Făgăraș spre depresiunea Oltului din Transilvania către sfîrșitul iernii. Vînt descendent, uscat și cald topește repede zăpezile de la poalele Făgărașilor, dar nu de puține ori influența sa se face resimțită pînă în podișul Tîrnavelor.

Cercetări mai recente au confirmat caracterul de föhn al *coșavei*, vînt deosebit de intens, care suflă în partea de sud-vest a țării (de-a lungul defileului Dunării de la Cazane și în zona Oraviței). Coșava se formează datorită existenței în regiunea țării noastre a unui maxim barometric, iar în Iugoslavia a unei zone depresionare. Direcția dominantă a vîntului este de la sud-est către nord-vest și mai rar de la est către vest, iar viteza sa poate depăși 30 m/s. Coșava este un vînt cald și uscat, care topește în cîteva zile zăpada și menține nopți la rînd temperaturi minime mult mai ridicate decît în alte regiuni ale țării.

În zonele montane sînt cunoscute o serie de vînturi locale cum ar fi de pildă *orădeanul*, din partea vestică a munților Apuseni, *făgărașul* care suflă dinspre vest în zona masivelor Bucegi și Ciucaș, *ardeleanul* de pe versantul apusean al Carpaților Orientali, *sădeanul* care bate dinspre apus în Țara Oltului și altele.

*

Vîntul, asociat cu alte elemente (ploaia, ninsoarea), determină fenomene meteorologice mai complexe (viscolul, furtuna etc), cu un rol la fel de important în aspectul vremii. Asemenea fenomene vor fi prezentate în capitolul următor.

Baguios, taifun, sau... uragan

De fapt, nu este decît unul şi acelaşi fenomen, care se manifestă cel mai frecvent în zona tropicală a Pămîntului şi care afectează întinse regiuni din Asia de sud şi de sud-est, din Australia, din zona Golfului Mexic şi a Mării Caraibilor. Mai poartă denumirea şi de cicloni tropicali.

Încă din 1493, Cristofor Columb, fiind surprins de un asemenea ciclon în vestul arhipelagului Azore, i-a descris apariţia şi efectele sale distrugătoare. Astfel de fenomene s-au produs mereu, dar oamenii, numai de relativ puţină vreme au început să le prevadă, odată cu perfecţionarea aparaturii şi a sistemelor de prognoză, reuşind în parte să diminueze efectele lor devastatoare.

Pentru a le putea diferenţia li s-au dat chiar şi nume proprii. Astfel, în 1953, în golful Bengal uraganul „Ida" s-a deplasat pe anumite intervale cu o viteză de 113 m/s (!), fiind însoţit de precipitaţii foarte bogate care au provocat mari inundaţii. În 1963, „Flora" a bîntuit aproape o săptămînă deasupra Golfului Mexic, iar un an mai tîrziu „Cleo" a provocat numeroase distrugeri şi victime omeneşti în arhipelagul Antilelor Mici.

În luna mai 1966, taifunul „Judy" a făcut mari ravagii în Marea Chinei de Sud şi în Taiwan. Şi tot în acelaş an „Esther" a produs numeroase pagube în mai multe insule din Pacific.

Între 23 septembrie şi 11 octombrie 1966, ciclonul „Ines" traversînd zona cuprinsă între insulele Capului Verde şi Mexic a rămas ca o tristă amintire în memoria locuitorilor din insulele Guadelupa, Cuba, Haiti şi Bahamas. În noaptea de 12 spre 13 noiembrie 1970 ciclonul care a devastat teritoriul statului Bangladesh a fost probabil cel mai violent din cele ce s-au manifestat vreodată. Un val

de apă înalt de 5—9 m pornit din ocean a fost antrenat de suflarea deslănțuită a vîntului cu o viteză de 120 km/h surprinzînd populația din zona deltei Gangelui și făcînd 1 000 000 de victime, iar alte milioane de oameni rămînînd fără adăpost.

În iulie 1972 numeroase state de pe coasta de est a Statelor Unite au fost puternic afectate de uraganul „Agnes" care a provocat pagube de sute de milioane de dolari și numeroase victime omenești. Datorită vîntului care a atins peste 180 km/h și a ploilor torențiale au fost distruse pe mari distanțe liniile telefonice, iar șoselele și căile ferate au fost inundate.

Puternicul ciclon care a devastat în noiembrie 1977 coasta Coromandel din estul Indiei a distrus pe sute de mii de acri recoltele de orez, trestie de zahăr și tutun cauzînd moartea a peste 10 000 de oameni.

În septembrie 1979 două cumplite huricane „David" și „Frederic" s-au abătut asupra Antilelor Mari și a statelor Florida, Alabama și Georgia din sud-estul S.U.A. făcînd numeroase victime omenești și producînd pagube de peste 1 000 000 000 de dolari.

Întrucît iau naștere, în majoritatea cazurilor, deasupra oceanelor, uraganele sînt însoțite de puternice ploi torențiale. Anual, numai în zona oceanului Atlantic iau naștere un număr de 12—14 uragane, iar în sud-estul Asiei aproximativ 20 taifunuri. Diametrul acestor cicloni poate varia între 100 — 1 000 km.

În prevenirea apariției acestor dezlănțuiri cumplite ale naturii, un rol deosebit îl au sateliții meteorologici, care prin informațiile transmise asupra evoluției sistemelor noroase și a altor parametri meteorologici, sînt de un real folos specialiștilor în prognoza vremii, care pot aprecia amploarea, direcția de deplasare și forța de distrugere a ciclonilor tropicali.

Poate ploua... cu nuci de cocos și... cu broaște ?

Uraganul „Gazelle" trecînd în 1954 pe deasupra insulei Haiti a ridicat în aer fragmente de tulpini de bambus, cochilii de gasteropode și nuci de cocos. Acestea au străbătut

1 500 km în trei zile, poposind... din aer în statul Carolina de Nord din Statele Unite, unde după cum știm bambusul și cocotierul nu sînt răspîndiți.

Într-un orășel francez, situat pe malul Atlanticului, în timpul unei puternice furtuni, odată cu ploaia au căzut și o mulțime de peștișori. Alteori au fost semnalate ploi cu broaște, moluște și diverși viermișori de apă. În luna aprilie 1979 deasupra orașului Tbilisi (U.R.S.S.), timp de două zile a căzut o ploaie de culoare brun roșcată, ca urmare a prafului antrenat din deșerturile din Iran.

Cum se explică toate aceste fenomene. Ele se datoresc formării unor cicloni locali, de dimensiuni reduse, care antrenează de pe suprafața solului praful sau nisipul, ba chiar și bucăți de plante sau mici viețuitoare. Acestea sînt purtate de vînt la mari înălțimi, iar apoi, pe măsură ce vîntul slăbește ca intensitate, ele cad pe pămînt, dînd naștere unor fenomene mai puțin obișnuite. Astfel, în unele zone din Spania, sudul Italiei și Franței sînt bine cunoscute ploile de „sînge", de fapt fiind vorba de apa de ploaie, care conține o pulbere portocalie roșcată de la suprafața solului bogată în oxizi de fier.

Ploi ciudate mai pot proveni și din suspensiile unor plante microscopice monocelulare, numite și „bășicuțe de zăpadă". Sporii plantei, aduși de vînt, încolțesc repede în zăpadă și în cîteva ore se înmulțesc foarte mult. Algele, avînd culoarea roșie o imprimă și zăpezii. Smulse apoi de vînt de pe suprafața zăpezii ele plutesc în aer și după un timp cad în alte regiuni, odată cu ploaia.

De fapt „mana cerească" nu este altceva decît efectul deplasării unei furtuni cu vîrtejuri de aer pe deasupra unor ogoare cultivate cu grîu sau orez, de unde spicele sau boabele sînt absorbite și transportate la mari distanțe dînd naștere acestui fenomen.

Miliarde de steluțe...

S-a arătat mai înainte că anumiți nori conțin în alcătuirea lor cristale de gheață. Cînd în acești nori se atinge starea de suprasaturație favorabilă formării precipitațiilor, cristalele de gheață străbat straturile de aer cu o temperatură mai mică de 0°C captînd în jurul lor picături de apă

și chiar vapori de apă, care le măresc astfel greutatea. Din această cauză, ele încep să cadă și unindu-se cu alte cristale, formează fulgul sau steluța de zăpadă. *Fulgii de zăpadă,* pe care cu toții îi admirăm pentru frumoasele forme geometrice pe care le prezintă, constituie una din stările solide, sub care apa circulă în atmosferă. Deobicei fulgii de zăpadă au formă hexagonală, deoarece apa cristalizează sub forma unor hexagoane, dar uneori au și aspectul unor bastonașe, triunghiuri etc. (fig. 31). Uneori ei pot ajunge chiar la dimensiuni de cîțiva centimetri mai ales cînd aerul din apropierea suprafeței pămîntului are o temperatură mai ridicată de 0°C, ceea ce dă posibilitate fulgilor să se unească între ei. În funcție de cantitatea de fulgi de zăpadă căzută dar și de mărimea lor se formează *stratul de zăpadă.*

Cunoaștem importanța zăpezii. Ea protejează de îngheț culturile de toamnă în iernile prea geroase, deoarece zăpada este rea conducătoare de căldură. Cu ajutorul zăpezii se menține de asemenea echilibrul apei în natură, prin topire alimentînd cu apă lacurile, mările și straturile superficiale ale Pămîntului. În țara noastră, stratul de zăpadă variază atît în funcție de relief, cît și de latitudinea geografică, avînd în medie grosimi mai mari în zona de munte, în Maramureș și Moldova (40—100 cm) în timp ce pe litoral și în sudul Banatului atinge în medie numai cîțiva cm.

Limitele în altitudine și latitudine a precipitațiilor sub formă de zăpadă, nu se suprapun cu limita de menținere a stratului de zăpadă pe sol (limita zăpezilor perene).

De obicei zăpada este necunoscută ca precipitație în zona cuprinsă între paralele 30° lat. N. și S. Dar și dincolo de aceste limite zăpada apare ca un fenomen mai puțin obișnuit. De pildă în sudul Spaniei și al Italiei, în insulele Baleare, în Sicilia, Peloponez și Creta ninsorile sînt o raritate. În schimb în cazuri cu totul excepționale, poate ninge și în plină zonă tropicală. Astfel la 6 februarie 1906 ninsoarea căzută în oaza El-Golea din Sahara a format un strat de zăpadă de 5—6 cm. O ninsoare abundentă a căzut între 9—11 ianuarie 1920 la Ierusalim formînd un strat de zăpadă de 1 m !

În emisfera sudică în capătul de sud al Africii la Cape-Town ninsorile sînt foarte rare, în schimb în timpul iernii

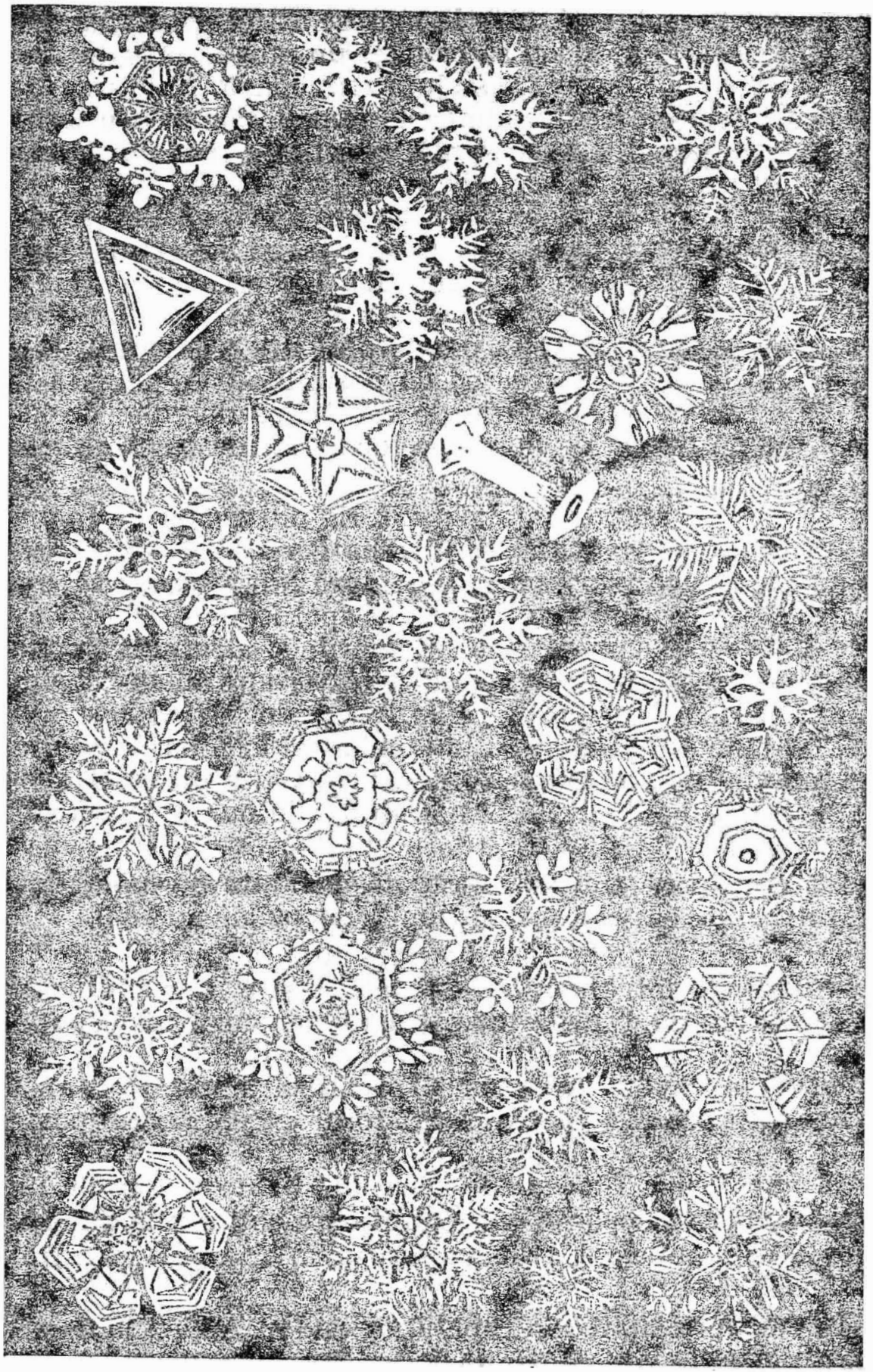


Fig. 31 Forme de fulgi de zăpadă

Muntele Tablei din apropierea orașului este complet acoperit de zăpadă. La Sidney (33°52' latitudine sudică), în Australia, ninsorile sînt frecvente fără însă să fie prea abundente.

Cu cît ne apropiem de cei doi poli, cu atît durata în zile a stratului de zăpadă crește. Dincolo de cercul polar, stratul de zăpadă se menține pînă la 6 luni.

În unii ani ninsorile sînt deosebit de abundente datorită unor condiții meteorologice care favorizează producerea acestor precipitații solide. Astfel, în zilele de 15—16 martie 1900, în Moldova și Muntenia s-au format troiene mai mari de 2 m, iar ninsoarea căzută la 11—12 decembrie 1921 în Cîmpia Bărăganului și Dobrogea a depus un strat de peste 1,5 m grosime. Însă niciuna dintre ninsorile semnalate în trecut în țara noastră nu a depășit-o pe cea de la începutul lunii februarie 1954, cînd stratul de zăpadă a depășit frecvent în Muntenia, Dobrogea și Moldova 2 m, iar troienele înălțate de viscol au ajuns pînă la 4 și chiar 6 m! Bineînțeles că în aceste condiții zăpada nu mai este folositoare pentru om; din contra, ea poate provoca numeroase pagube. Astfel, pe lîngă perturbările produse în circulație și în aprovizionarea localităților, mai poate determina prin topirea sa mari inundații, iar în zona de munte dă naștere avalanșelor.

Printre cele mai tîrzii ninsori din țara noastră este de semnalat și cea din 14 mai 1980, căzută în estul Transilvaniei și în nordul Moldovei. Tot printre fenomenele de excepție se înscrie și ninsoarea timpurie care a căzut în majoritatea regiunilor țării în zilele de 2 și 3 noiembrie 1969. În Cîmpia Română și Moldova ninsoarea a fost însoțită de puternice intensificări ale vîntului care au viscolit zăpada ca în toiul... iernii.

Cît cîntăresc 10 000 fulgi de zăpadă?

Pentru a pune în echilibru o balanță, care ar avea pe un taler o greutate de un gram, ar fi necesar ca pe celălalt taler să așezăm aproximativ... 10 000 de fulgi de zăpadă! Totuși, atunci cînd se depun într-un strat gros și dens fulgii de zăpadă formează o masă foarte grea. Dovadă: 1 m^3

de zăpadă cîntăreşte aproximativ 85 kg, iar 1 m^3 de zăpadă presată este mai greu de peste 6 ori ! Dacă încercăm să facem bulgări de zăpadă, observăm că nu orice fel de zăpadă se poate presa. Există o zăpadă afînată, „uşoară", din care nu se formează bulgări, dar există şi o astfel de zăpadă, mai densă, cu o „greutate" mai mare, care se poate presa cu multă uşurinţă. Diferenţa dintre aceste două feluri de zăpadă constă în densitatea lor : prima are o densitate foarte mică (0,04—0,1 gr/cm^3) în timp ce a doua are densitatea normală sau chiar mai mare, putînd ajunge la 0,6—0,7 gr/cm^3.

Zăpada normală are o densitate de 5 ori mai mică decît a apei. Pentru a obţine echivalentul în apă al cantităţii de zăpadă căzută, trebuie să o topim şi apoi, cantitatea de apă rezultată o măsurăm în cm^3. Cu cît zăpada este mai densă, cu atît rezultă o cantitate mai mare de apă. Zăpada căzută pe o vreme geroasă are o densitate mai mică, fiind foarte afînată.

Măsurarea densităţii zăpezii are şi un aspect practic deosebit, mai ales pentru agricultură, oferind posibilitatea de a se calcula rezerva de apă a solului şi de a face prognoze referitoare la eventualele inundaţii.

Uriaşele fabrici de gheaţă

Astfel se mai pot numi zonele de pe glob, care datorită anumitor condiţii climatice îşi pot păstra de la an la an uriaşe cantităţi de zăpadă şi gheaţă. Principala condiţie pentru a se produce acumularea de zăpadă este ca, iarna, cantitatea de zăpadă căzută, să depăşească cantitatea de zăpadă topită şi evaporată pe timp de vară. Această condiţie se realizează cînd temperatura medie anuală a aerului nu depăşeşte un anumit prag (0°C), care ar putea determina topirea stratului de zăpadă. Datorită topirii şi îngheţării repetate la suprafaţă a stratului de zăpadă, acesta se transformă în gheaţă.

În zonele montane, la mari altitudini unde temperatura medie anuală este sub 0°C şi cad precipitaţii bogate sub formă de zăpadă aproape în tot timpul anului, sînt întrunite condiţiile formării unui strat de zăpadă sau gheaţă,

zăpada se acumulează de la an la an și nemaiputîndu-se topi formează *zăpezile permanente (perene)*.

Dar nu în toți munții, limita zăpezilor veșnice se găsește la aceeași altitudine. Ea oscilează în funcție de o serie de factori : latitudinea la care se află masivul muntos, umezeala maselor de aer sub a căror influență se află, expunerea pantelor față de razele Soarelui etc. Altitudinile cele mai mari pînă unde se mențin zăpezile permanente se găsesc cum e și firesc în dreptul tropicelor, deoarece aerul în aceste locuri este cald și uscat, iar cantitățile de precipitații sînt mult mai reduse comparativ cu zona ecuatorială. În schimb în zonele polare aceeași limită coboară pînă la nivelul mării (tabelul 9) :

Tabelul 9

ALTITUDINEA MEDIE A ZĂPEZILOR VEȘNICE ÎN FUNCȚIE DE LATITUDINE (în m)

Latitudinea	*Emisfera nordică*	*Emisfera sudică*
0°—10°	4 600	5 600
10°—20°	4 600	5 600
20°—30°	5 300	5 100
30°—40°	4 300	3 000
40°—50°	3 000	1 500
50°—60°	2 050	800
60°—70°	1 100	0
70°—80°	550	—

Zburînd cu avionul deasupra munților Himalaya, Anzilor Cordilieri sau Alpilor putem zări mari pete albe, care nu sînt altceva decît zăpezile ce nu se topesc niciodată.

Sub presiunea ce o exercită straturile superioare ale zăpezii se formează, cu timpul, gheață compactă cristalină, dînd naștere *ghețarilor*. După locul unde se formează ghețarii pot fi de două feluri : *de calotă* (în Antarctida, Groenlanda, Alaska, Spitzbergen, insulele din nordul Canadei etc) și *de vale*.

Glaciația actuală ocupă aproape 16 000 000 km² din suprafața totală a uscatului, adică aproximativ 10,5%.

Cel mai mare „ghețar" natural este chiar continentul Antarctida, care se întinde pe o suprafață de 13 767 000 km² din care 13 530 000 km² sînt acoperiți cu gheață. Calota groenlandeză ocupă o suprafață de 1 726 100 km² din suprafața celei mai mari insule a Pămîntului (2 175 600 km²).

Pe continentul european, relieful „mai păstrează" o suprafață de 118 000 km² de gheață, pe cel asiatic 132 175 km², în America de Nord 235 000 km², în America de Sud 25 000 km², iar în Africa numai 20 km².

Ghețarii de vale, spre deosebire de calotele glaciare, se deplasează foarte încet, alunecînd cîțiva centimetri pe an de-a lungul văilor, în care se formează.

În Europa, ghețarul cel mai cunoscut este Aletsch din Alpii elvețieni care are o lungime de 24 km. Ghețarul Mer de Glace din Alpii francezi, din apropierea cunoscutei localități a sporturilor de iarnă Chamonix, atinge 12,1 km. Dar cel mai mare ghețar european, Vatna Jökull, se află în Islanda și are o lungime de 142 km, ocupînd o suprafață de 8 547 km², iar grosimea gheții măsoară între 660 și 1 000 m.

În Asia, ghețarul Fedcenko din Pamir se află la cea mai mare înălțime (5 240 m), dar ca suprafață (907 km²) și ca lungime (77 km) ocupă locul 2 după ghețarul Siahen din munții Karakorum, care are o suprafață de 1 150 km² și o lungime de 85 km. Alți ghețari din continentul asiatic destul de cunoscuți mai sînt Inîlcek (munții Tianșan), Baltoro și Batura (munții Karakorum) etc.

Continentul nord-american găzduiește de asemenea o serie de ghețari însemnați. Astfel făcînd abstracție de calota groenlandeză cel mai mare ghețar este Malaspina din Alaska cu o suprafață de 3 840 km² și o lungime de 42 km. Tot în Alaska mai este de menționat ghețarul Muldrow, cu o suprafață de 1 900 km², dar cu o lungime mai mare decît a primului (72 km). Pe lîngă aceștia mai putem aminti ghețarii Nishkvalley, Sushitna și Waddington.

În America de Sud cel mai mare ghețar Abraspungo, se află în Ecuador cu o lungime de 45 km, urmat de Rio de Plombo din vestul Argentinei.

Și în Africa, continentul cel mai călduros, putem întîlni ghețari. Dar aceștia se găsesc dincolo de 5 000 m altitudine.

Cel mai mare este Drygalsky din masivul Kilimandjaro, la 6 000 m înălțime, avînd o lungime de 2,5 km. Ghețari mai mici ca extindere se află pe crestele Munților Kenya și Ruwenzori.

În Australia cel mai mare ghețar se află în insula Tasmania — Tasman — ce ocupă o suprafață de 138 km² și are 29 km lungime. În Noua Zeelandă, ghețarul Franz Joseph are o lungime de 21 km. În afara ghețarilor menționați mai există numeroase zone de pe suprafața pămîntului în care ghețarii ocupă un loc important. Astfel, în Europa se mai întîlnesc ghețari în Alpii Scandinaviei, în Pirinei, în Urali, în insula Spitzbergen, în Asia, în munții Caucaz, Ala-Tau, Kuenlun etc.

Nu este mereu „albă ca zăpada"...

Multă vreme, oamenii necunoscînd procesul de formare a ninsorii interpretau greșit și atribuiau unei forțe divine faptul că uneori zăpada nu avea culoarea albă, știută de toată lumea.

Pe date de 16 februarie 1929, în primele ore ale dimineții la Dorohoi a căzut o zăpadă galbenă. Din analiza chimică s-a constatat că apa provenită din topirea zăpezii conține o pulbere de culoare brun-gălbuie, transportată cu ajutorul vîntului tocmai din zonele deșertice din sud-vestul Asiei și din nordul Africei. Un asemenea fenomen s-a mai repetat în țara noastră și în iarna anului 1956.

Sînt cazuri cînd culoarea zăpezii este roșie sau portocalie, dacă conține micro-organisme sau oxizi de fier, care, după cum am văzut, pot schimba și culoarea ploii. Asemenea fenomene se petrec frecvent în R. P. Chineză, în partea de sud-vest a Asiei (în Iran și Liban), precum și în țările bazinului mediteranean.

Viscolul

De multe ori în timpul iernii am simțit din plin toată tăria vîntului, care, stîrnit, deodată, spulberă și împrăștie ninsoarea, aruncîndu-ne zăpada în față și făcîndu-ne,

să nu mai vedem nici la cîţiva paşi. Nu mai distingem casele, copacii şi drumul. Zăpada este antrenată, pulverizată şi depusă în jurul primului obstacol întîlnit. Această manifestare a naturii poartă numele de *viscol.*

Asupra viscolului s-au făcut observaţii încă din cele mai vechi timpuri. Prin neajunsurile pe care le provoacă a reţinut mereu atenţia oamenilor. Găsim însemnări în cronici ori vechile cărţi. Astfel în „Cronicile Române", M. Kogălniceanu îl citează pe I. Neculce, care pomeneşte de un viscol care s-a abătut la 13 octombrie 1740 asupra Moldovei. În „Gazeta de Moldavia" nr. 2, din 12 ianuarie 1850, se aminteşte despre viscolul din acea vreme care a împiedicat curierul de Bucureşti să ajungă la Iaşi, în timpul obişnuit, trebuind să parcurgă distanţa în mai mult de 9 zile.

Şi în secolul nostru sînt de menţionat cîteva viscole pentru durata şi intensitatea lor. Astfel între 15—16 martie 1900 ninsoarea căzută în Moldova şi Muntenia a fost viscolită, formîndu-se troiene de 2—3 m. La 4 februarie 1932, în sudul Moldovei, zăpada viscolită a depus un strat de 2 m. În 1952 în zilele de 7—9 martie în timpul viscolului care s-a abătut asupra sud-estului ţării viteza vîntului a atins 7—9 grade Beaufort. Rafala maximă la Bucureşti a fost de 141 km/h. În timpul viscolului din 1—4 februarie 1954 viteza vîntului a atins 125 km/h, iar la Bucureşti 97 km/h. S-au format mari troiene care au blocat circulaţia, iar aprovizionarea multor localităţi a fost întreruptă. Transporturile şi telecomunicaţiile au avut de suferit, iar cursurile şcolare şi universitare suspendate. Dar cea mai mare viteză a vîntului s-a produs în Moldova în timpul viscolului din 4—7 ianuarie 1966, cînd în Moldova rafalele de vînt au atins aproape 200 km/h. Şi în zilele de 11—12 martie 1973 s-a produs un viscol destul de puternic, mai ales pentru o asemenea perioadă a anului, ce s-a manifestat cu deosebire în sudul şi estul ţării.

Viscolul se produce datorită acţiunii concomitente a două centre barice, ce acţionează în timpul iernii în sud-estul Europei : dorsala anticiclonului ruso-siberian ce antrenează aerul rece din nord-estul continentului, şi depresiunile din bazinul estic al Mediteranei, care deplasîndu-se spre nord-est transportă aerul cald şi umed din aceste regiuni. Aerul cald se deplasează deasupra celui rece, deter-

minînd datorită contrastului termic dintre cele două mase de aer ninsori abundente însoţite de puternice vînturi.

Viscolele produc multe efecte negative, legate bineînţeles de activitatea omului. Astfel pot întrerupe transporturile de orice fel, izolînd localităţi şi îngreuînd posibilităţile de aprovizionare a populaţiei sau ale industriei. Pentru agricultură, viscolul este un duşman al ogoarelor, deoarece le desveleşte de zăpadă iar în alte locuri prin depunerea masivă a zăpezii dă posibilitate producerii unor inundaţii locale. De pe urma viscolului mai au de suferit şi conductorii aerieni electrici, cărora le creşte potenţialul electric, dar care mai ales sînt supuşi unui efect mecanic, şi se manifestă prin depunerea pe ei a zăpezii şi gheţii, slăbindu-le astfel rezistenţa.

Oamenii au început să facă observaţii mai complete asupra viscolului în vederea diminuării acţiunilor sale distructive. În fiecare iarnă meteorologii urmăresc cu deosebită atenţie viteza şi direcţia predominantă a vîntului, cantitatea de zăpadă căzută, circulaţia maselor de aer, deplasarea diferitelor centre barice, iar pe baza observaţiilor asupra acestor elemente fac prognoze şi dau avertizări pentru a diminua în parte efectele dăunătoare ale viscolului.

Cînd gheaţa vine din... văzduh !

În zilele călduroase de vară, adesea pe bolta cerului îşi fac apariţia nori negri, ameninţători cu o mare dezvoltare pe verticală, care sînt cunoscuţi în meteorologie sub denumirea de Cumulonimbus. Apariţia lor este însoţită de o intensificare a vîntului, cît şi de schimbări bruşte ale direcţiei lui. Pe cerul plumburiu încep să se zărească fulgere şi în depărtare se aud primele tunete. Apoi, deodată, picături mari de ploaie cad pe pămînt. La început, mai rare, apoi din ce în ce mai dese. Adesea ele sînt însoţite de particule de gheaţă de diferite dimensiuni, ce formează *grindina*.

În Cîmpia Rusă, la 27 mai 1843 a căzut, pe un front larg de 1 000 km, o grindină ce s-a caracterizat printr-o mărime neobişnuită a bobului, ajungînd în unele locuri la mărimea unui ou de găină. Culturile agricole au fost în

întregime distruse, multe animale omorîte, iar locuințele avariate.

În India, în anul 1929, a căzut una din cele mai mari grindine semnalate vreodată : avea dimensiunea unei portocale și cîntărea 1 kg. Și tot în același an, la 13 august, în localitatea Girard, din statul Illinois (S.U.A.), grindina a avut mărimea unui ou de găină.

La Moscova, în 1948 au căzut discuri de gheață care au ajuns pînă la 7 cm diametru și 3 cm grosime.

În localitatea Vechingen de lîngă Berna, la 8 august 1972, a căzut un „bloc" de gheață de 10 kg care, cel puțin pînă acum, poate fi considerat drept cel mai mare... bob de grindină.

În luna mai 1979, în statul indian Uttar-Pradesh a căzut o ploaie torențială, însoțită de grindină a cărei dimensiuni a depășit pe cea a unui ou de găină, provocînd moartea a 15 persoane.

Și la noi în țară s-au semnalat căderi de grindină de dimensiuni neobișnuite. Astfel la 9 iunie 1886, la București a căzut timp de zece minute o grindină de mărimea nucilor. La Cotnari, în după-amiaza zilei de 22 septembrie 1897, grindina căzută a avut forma unor stele cu numeroase colțuri, din care cauză la contactul cu pămîntul săreau în sus pînă la înălțimea de un metru. La data de 4 iulie 1901 boabele de grindină, căzute la Țăndărei au avut dimensiunea unui... ou de găină, iar la Frățiești (Ialomița) au căzut plăci de forme neregulate cu o greutate pînă la 400 gr. În 1905 la Bușteni, grindina a durat o oră formîndu-se un strat de boabe de gheață de cîțiva cm grosime. La Giurgiu, în noaptea de 6—7 iunie 1935, grindina a adus pagube clădirilor și culturilor. În noaptea de 26—27 august 1966 pe suprafețe întinse din județele Dolj, Argeș, Ilfov și Galați a căzut grindină de mărimea unui ou de porumbel. „Boabele" de grindină care au căzut în seara zilei de 13 iulie 1979 în partea de nord a municipiului București, au măsurat pînă la 65—70 mm în diametru !

Multă vreme oamenii nu au putut să-și explice procedeul formării grindinei, ce forțe o „fabrică" la acele înălțimi, ca apoi să se năpustească asupra Pămîntului. Slavii o considerau drept o răzbunare a lui Pemon, zeul tune-

tului, iar grecii aduceau jertfe lui Zeus, atotstăpînitorul cerului, spre a-l îmbuna.

În mod obişnuit grindina se prezintă ca nişte grăunţe de gheaţă a căror diametru în mod frecvent nu depăşeşte 5—7 mm (fig. 32). Lăţimea zonei „bătute" de grindină poate fi uneori doar de cîţiva zeci de metri, dar poate ajunge pînă la 10—15 km, în timp ce lungimea aceleiaşi zone poate măsura chiar sute de km. De cele mai multe ori intervalul în care cade nu depăşeşte 30 minute, dar au fost şi cazuri de excepţie cînd fenomenul a durat ore în şir.

Oamenii de ştiinţă au căutat de-a lungul timpului să dea o explicaţie acestui fenomen. S-au elaborat diferite ipoteze care presupuneau tot atîtea modalităţi de formare a grindinei. Astfel astronomul italian *Angelo Secchi* (1818—1878) presupunea că grindina ia naştere în urma unirii a doi curenţi de aer : unul rece şi uscat, celălalt cald şi umed, care prin combinare ducea la suprarăcirea vaporilor de apă.

Fizicianul francez *Jean Peltier* (1785—1845) susţinea că norul Cumulonimbus atrage norul Cirrus, ale cărui cristale de gheaţă sînt atrase de către ionii pozitivi ai norului Cumulonimbus.

A mai existat şi ipoteza, vidului atmosferic" susţinută de mai mulţi cercetători, care considerau, că grindina se formează ca urmare a îngheţării bruşte a vaporilor de apă, ce se ridică rapid în partea superioară a norului, din cauza vidului format prin acţiunea vînturilor şi curenţilor de altitudine.

În momentul de faţă, datorită metodelor moderne de investigare a proceselor şi fenomenelor ce au loc în altitudine, se cunoaşte mecanismul de formare a grindinei. Astfel pentru a se forma boabele de grindină este necesar să existe anumite condiţii :

Fig. 32 Boabe de grindină

— aerul să fie încărcat pînă la saturație cu vapori de apă, care datorită curenților de convecție (ascendenți) să ducă la formarea norilor Cumulonimbus ;

— temperatura aerului la nivelul solului să fie mai mare de 30°C ;

— temperatura aerului în straturile superioare să fie mai coborîtă de 0°C pentru a putea avea loc fenomenele de condensare și sublimare ;

— în zona respectivă să fie calm sau vîntul să sufle slab, pentru a nu se distruge curenții ascendenți.

Cele mai favorabile condiții de formare a grindinei se produc atunci cînd deasupra unei zone ia naștere așa-numitul „calm atmosferic".

Curenții ascendenți transportă spre păturile mai înalte ale atmosferei aerul umed și cald de deasupra solului, care, ajungînd într-o zonă cu temperaturi mai scăzute (sub 0°C) dă posibilitate transformării vaporilor de apă în cristale de gheață. S-a observat deseori, că bucata de grindină căzută prezintă în secțiune o stratificație mai mult sau mai puțin regulată. Cînd particula de gheață este prinsă de curenții convectivi, ea este purtată în nor cînd în sus, cînd în jos. Cînd coboară, începe să se topească, iar cînd urcă, îngheață din nou, pe suprafața ei depunîndu-se alte cristale, crescînd astfel în diametru. În momentul în care bucata de gheață ajunge la o asemenea greutate încît reușește să învingă forța curentului ascendent, începe să coboare spre pămînt. Este de la sine înțeles, că viteza de cădere a bucăților de grindină crește în funcție de mărimea lor. De regulă bucățile de grindină au o temperatură între 0 și —15°C.

Omul a căutat să combată în mod direct acest fenomen. În secolul trecut, locuitorii din sudul Franței și Italiei, au experimentat în combaterea grindinei tirul cu tunul și pușca. Explicația acestui procedeu constă în distrugerea, prin unda de șoc produsă, a calmului absolut în timpul căruia se formează grindina. Tot în Franța, *dr. Vidal* a folosit spre sfîrșitul secolului trecut metoda lansării de artificii explozive care, în momentul atingerii altitudinii maxime, degajau prin exploziile ce le produceau căldură, pulernică, astfel încît cristalele de gheață se topeau și ajungeau pe pămînt sub formă de ploaie.

Metodele directe pentru combaterea grindinei au o importanță foarte mare, deși nu s-a descoperit pînă în prezent cea mai eficace dintre ele. Mai noi și mai moderne sînt acele metode ce se bazează pe lansarea de avioane fără pilot sau de rachete cu o încărcătură explozivă care, datorită temperaturii ridicate ce o degajă explozia în cuprinsul norilor, cît și a undei de șoc produsă, împiedică formarea grindinei prin topirea nucleelor de gheață. Eficace în această luptă este și folosirea radarului cu ajutorul căruia se determină înălțimea, direcția și viteza de deplasare a norilor, după care aceștia sînt bombardați cu tunuri antiaeriene de 100 mm calibru. Se fac de asemenea cercetări pentru combaterea grindinei pe cale chimică, prin pulverizarea la altitudine a unor substanțe chimice capabile să dizolve cristalele de gheață.

600 picături de apă într-un cm ^{3} de aer !

Vaporii de apă existenți în straturile inferioare ale atmosferei se pot condensa în imediata apropiere a suprafeței terestre, fenomen ce determină apariția unor picături de apă foarte fine sau a unor cristale de gheață, ce se pot menține în suspensie în aer. Sînt atît de mici încît dimensiunile lor se măsoară în microni : raza lor este cuprinsă între 1—60 μ. Avînd o densitate mare, reduc gradul de transparență a aerului atmosferic, producînd o scădere a vizibilității.

Această aglomerare de particule infime — de apă sau gheață — produce fenomenul cunoscut sub numele de *ceață*. Din punctul de vedere meteorologic se poate vorbi de ceață numai cînd vizibilitatea scade sub 1 km. De cele mai multe ori, ceața este precedată de *aerul cețos*, care este o fază premergătoare, cînd vizibilitatea este cuprinsă între 1—10 km. Aerul cețos este format din particule de apă mult mai fine decît ale ceții, dar în același timp cu o densitate mult mai redusă.

Ceața apare cel mai frecvent în anotimpurile de tranziție ale anului și iarna, îndeosebi seara și dimineața. Uneori ia naștere și în cursul verii, mai ales la munte sau pe litoral.

Cauzele care duc la condensarea vaporilor de apă din straturile joase ale atmosferei sînt diferite : fie prin răcirea suprafeței terestre și atunci se formează o ceață, care parcă plutește deasupra pămîntului *(ceață de radiație)*, fie datorită pătrunderii unor mase de aer umed deasupra unor suprafețe mai reci sau mai calde *(ceață de advecție)*. Uneori se formează deasupra unor întinse suprafețe de apă la întîlnirea a doi curenți oceanici (de exemplu curenții Labradorului și Golfului sau curenții Oya-Sivo și Kuro-Sivo) și atunci poartă numele de *ceață oceanică*. De asemenea poate lua naștere și de-a lungul zonelor frontale, *(ceață frontală)*.

Pentru a se menține o perioadă mai îndelungată de timp este nevoie ca umezeala relativă a aerului să depășească starea de saturație, ajungînd aproape sau chiar 100%. Dimineața, ceața se produce și la suprafața solului, menținîndu-se într-un strat de pînă la 2 m grosime fiind o ceață joasă. Apare frecvent și în văile rîurilor, deasupra apelor și dispare odată cu răsăritul Soarelui. Alteori, antrenată de vînt, ceața își pierde din omogenitate, lăsîndu-ne impresia că vine în „valuri".

Sînt și cazuri cînd ceața micșorează mai mult vizibilitatea în direcție orizontală și atunci putem privi cerul și să deosebim pe el în cursul nopții, stelele și norii.

În ceea ce privește culoarea ceții, se poate spune că are un aspect alb lăptos. În unele regiuni industriale ceața poate căpăta și alte culori : alb-gălbuie, brumărie sau roșcată.

Prezența ceții de foarte multe ori este nedorită atît de bolnavii afectați de maladii respiratorii, cît și pentru faptul că reducînd vizibilitatea, constituie un impediment în multe sectoare ale economiei. În transporturile rutiere, maritime și aeriene au fost numeroase cazuri de accidente. Trista istorie a transatlanticului Titanic care în 1912, la prima sa traversare a Atlanticului, din cauza ceții s-a izbit de un aisberg și s-a scufundat, a rămas și astăzi în amintirea oamenilor. Astăzi, prin dotarea navelor și avioanelor cu mijloace moderne de radionavigație, riscul unei coliziuni este mult diminuată.

Pentru meteorologie, ceața rămîne mai departe unul din fenomenele de cercetare intensă. Se experimentează diferite metode de combaterea ei sau de împrăștiere avînd la bază procedee fizice sau chimice.

Drama fregatei „Euridice"

În 1876 populația portului englez Southampton aștepta cu nerăbdare întoarcerea dintr-o lungă călătorie a fregatei „Euridice", care se apropia de țărm pe o mare calmă și liniștită, despărțind-o de acesta numai cîteva mile. Brusc cerul s-a întunecat și s-a pornit un vînt puternic în formă de vîrtej. Oamenii, care pînă atunci stătuseră liniștiți pe țărm, au fost aruncați la pămînt, iar cîteva clădiri din port au fost avariate. Toată această situație nu a durat decît cîteva minute. Au fost însă suficiente, pentru ca fregata să dispară împreună cu întregul echipaj. Oamenii au găsit-o pe fundul apei, cu ajutorul scafandrilor, cîteva zile mai tîrziu.

Ce a determinat dispariția fregatei ? De unde s-a format acel vîrtej cu o apariție atît de bruscă ? Explicația nu este decît efectul unei *trombe marine*, a cărei acțiune a fost, în parte, prelungită și pe uscat. Un om care o vede este foarte impresionat mai ales de forma și de efectele sale. Cînd se desfășoară în dimensiuni mai mici, tromba apare ca un spectacol curios, chiar amuzant. Cînd însă ia proporții mari, tromba marină se transformă într-o adevărată catastrofă, producînd multe pagube. Apariția și mai ales efectele trombelor au făcut ca ele să fie urmărite și observate încă din cele mai vechi timpuri. Cei care le-au observat cel mai bine și care le-au dat o explicație au fost bineînțeles, navigatorii. Căpitanul *James Cook* (1728—1779), cu prilejul celei de-a doua călătorii în emisfera australă, în 1773, descrie apariția și formarea mai multor trombe. Acestea au apărut la trei mile de capul Stephens, în strîmtoarea Regina Charlotte (azi strîmtoarea Cook, din ținutul Țara Reginei Maud — Antarctida). Iată ce povestește navigatorul : „Vîntul se potoli dintr-odată ; avurăm calm ; nori foarte denși întunecară dintr-o dată cerul. Curînd zărirăm șase trombe. Patru se ridicară, țîșnind între noi și uscat, iar celelalte două în stînga vasului. Socotii diametrul bazei lor cam 50—60 picioare. În acest timp avurăm vînt din toate direcțiile și căzură și cîteva picături de ploaie însoțite de grindină. În cele din urmă, vîntul se stabili pe vechea direcție și cerul se însenină".

Un alt navigator, comandantul *Ernest Mouchez* (1821—1892), a fost primul care a arătat și a explicat că tromba

se formează la marginea inferioară a unui nor Cumulonimbus, cu densitate mare și o altitudine foarte redusă. Se observă o creștere a marginii inferioare a norului, care treptat se alungește, luînd forma unei coloane, uneori aproape verticală. Din același nor se pot forma două sau mai multe trombe, de cele mai multe ori risipindu-se fără să ajungă la o completă dezvoltare.

Dr. Bonafons, studiind trombele pe coasta nord-africană, arată că stratul superficial de la suprafața mării se ridică la o oarecare înălțime pentru a întîlni capătul trombei. Imediat după contact, marea se agită violent, iar în interiorul coloanei se observă cum apa se urcă în formă de spirală. *Ch. Martins* arată că se produce o scădere rapidă a mercurului barometrului și o căldură înăbușitoare înaintea apariției trombei. *Secchi* presupune că trombele se formează și se deplasează după legea mișcării ondulatorii, în sensul că aceeași mișcare este continuată de alte zone ale atmosferei.

În interiorul trombei, puterea vîntului poate ajunge la o viteză de 100 m/s. Numai un vas puternic, de mare tonaj, poate scăpa nevătămat dintr-o asemenea trombă. Uneori trombele se formează deasupra mărilor sau oceanelor, dar în deplasarea lor pot ajunge deasupra uscatului, pagubele provocate fiind deseori foarte mari. Sînt cunoscute în literatura de specialitate mai multe asemenea cazuri : la 6 iulie 1822, la Assonval (Pas-de-Calais) o trombă deplasată și deasupra uscatului a distrus casele și copacii, fiind întreruptă orice activitate omenească. În 1845, o trombă a lăsat la Monville una dintre cele mai dramatice amintiri. Au fost distruse cîteva ateliere și case, mulți locuitori au fost omoriți, iar copacii au fost smulși și transportați la mari distanțe. Totul s-a petrecut numai în cîteva secunde ! În 1874, în statul Iowa (S.U.A.), o asemenea trombă a produs mari stricăciuni. În iunie 1893, la Châtenay (Franța) s-a format o mare trombă, în urma căreia au fost distruse culturile agricole și locuințele.

Dat fiind efectul negativ pe care-l are acest fenomen, în momentul de față se studiază cauzele care duc la condițiile de formare și la eventualele posibilități de prevenire și de combatere.

Precipitaţiile orizontale

În dimineţile senine de vară, înainte de răsăritul Soarelui, de multe ori putem observa pe iarbă, pe acoperişurile caselor sau pe diverse alte obiecte, mici broboane argintii de apă. După răsăritul Soarelui, cînd aerul şi solul se încălzesc ele dispar. Micile broboane nu sînt altceva decît *roua*. Ea rezultă din picăturile formate prin condensarea vaporilor de apă din aer în contact cu suprafaţa diferitelor obiecte sau cu suprafaţa solului.

În popor există credinţa că roua cade din văzduh ca o ploaie foarte fină, cu scopul de a ajuta rodelor pămîntului să crească şi noaptea, mai ales pe timp de secetă. Se spune că „s-a lăsat" sau „a căzut" noaptea şi „se ia" sau „se ridică" după răsăritul Soarelui.

În regiunile deşertice, roua formează în marea majoritate a cazurilor sursa de aprovizionare cu apă a plantelor, salvîndu-le de la ofilire. Cantitatea totală de rouă într-o noapte poate forma un strat gros de pînă la 0,5 mm.

Namibia, unul dintre cele mai aride deşerturi din Africa, primeşte anual o cantitate de precipitaţii care nu depăşeşte 10—12 mm. Dar roua, care în această zonă se formează din ceaţa adusă de vînturile dinspre ocean şi se depune cam în 300 de zile pe an, favorizează pe terenurile plate fără obstacole, creşterea cantităţilor de apă pînă la 40—50 mm. În pustiul Atacama, cantitatea ei este mult mai mare, datorită vînturilor umede din vest, ce vin încărcate cu vapori de apă de deasupra Oceanului Pacific.

Roua nu se poate forma dacă suprafeţele obiectelor pe care se depune nu sînt sub temperatura punctului de rouă al aerului ambiant. Pentru a se forma roua, temperatura aerului şi a obiectelor pe care se depune trebuie să depăşească 0°C.

Dar să vedem ce se întîmplă atunci cînd temperatura aerului este sub 0°C (—2° şi —3°) şi cînd însăşi temperatura obiectelor este tot sub 0°C. În această situaţie, prin trecerea directă în gheaţă a vaporilor de apă din aer, care vin în contact cu suprafaţa solului sau a obiectelor se formează *bruma*. Condiţiile de formare sînt prielnice numai în nopţile senine şi calme, însă reci şi destul de umede, din anotimpurile de tranziţie ale anului. Bruma poate ajunge în mod normal la o grosime de 3 mm. Dacă privim atent se pot

observa chiar și diversele forme sub care sublimează vaporii : de solzi, evantaie etc. Suprafețele pe care se depune bruma sînt de obicei cele plate sau care au o mică înclinare. Deseori, în dimineţile senine de primăvară și de toamnă se poate observa stratul de brumă de pe ramurile și frunzele copacilor, precum și pe acoperișurile caselor, sub forma unui strat cu aspect pufos și de culoare albicioasă. Pe măsură ce Soarele se ridică tot mai mult deasupra orizontului, bruma se topește și dispare prin evaporare.

Inamicul conductorilor aerieni

În zilele geroase de iarnă, pe timp liniștit sau cu vînt slab, cînd temperatura aerului coboară sub —15°C și în condiţiile existenţei ceţei, se poate observa pe garduri, pe crengile copacilor, pe acoperișurile caselor și pe conductorii aerieni, ni ștegrămăjoare de gheaţă mai mici sau mai mari. Uneori aceste grămăjoare prezintă ramificaţii cristaline sub formă de ciucuri, ghirlande, sau mai frecvent sub formă de frunze de ferigă.

Chiciura — căci despre ea este vorba — constituie o formă de depunere solidă a precipitaţiilor și se mai numește în termeni populari *promoroacă, bură, chidă* sau *stură*.

Cînd bate vîntul sau se mișcă obiectele pe care s-a depus, se scutură sau se fragmentează. De cele mai multe ori, chiciura are un diametru de cîţiva cm, dar în condiţii prielnice formării ei poate ajunge la dimensiuni foarte mari, mai ales cînd depunerea durează mai multe zile. De obicei, cu cît obiectul pe care se depune este mai subţire, cu atît chiciura este mai groasă. Micile picături de ceaţă suprarăcite din cauza temperaturii negative, la contactul cu diverse obiecte, îngheaţă. Cînd bate vîntul (în special în zonele de munte) cristalele de gheaţă se depun pe faţa obiectului expusă vîntului. În regiunile de munte s-au cunoscut cazuri de depuneri de chiciură cu diametru de 1 m ! În zonele de cîmpie și de deal, chiciura poate atinge frecvent un diametru de 20—30 cm.

Greutatea suplimentară pe fiecare metru de conductori, creşte cu aproximativ 4—6 kg, iar dacă se apropie de o grosime de un metru atunci chiciura va „trage" cu 50 kg pe fiecare metru de conductor ! Este deci evident, rolul dău-

nător pe care îl are chiciura asupra arborilor, conductorilor electrici aerieni și liniilor de telecomunicații.

Iarna, cînd deasupra unei regiuni în care aerul rece și uscat a staționat vreme îndelungată, pătrunde brusc o masă de aer umed și cald, precipitațiile care cad sub formă de burniță și ploaie, la contactul cu solul, pot îngheța. Pentru a îngheța, însă, solul sau obiectele de pe el trebuie să aibă o temperatură cu puțin inferioară lui 0°C. Picăturile de apă la ciocnirea cu obiectul sau cu solul, se sparg, mărindu-și suprafața, apoi îngheață imediat. Se formează astfel un strat neted și compact de gheață, transparent și omogen numit *polei*. Spre deosebire de chiciură, depuneri mari și frecvente de polei, pot fi și la șes, nu numai în zonele montane. De obicei, poleiul nu se formează la temperaturi prea scăzute, ci mai frecvent între —5° și 0°C. Poleiul depus în București în intervalul 15—17 februarie 1953, sau cel din 25 decembrie 1977, a făcut ca circulația să fie paralizată aproape în întregime.

În regiunile deficitare în alimentarea cu apă, dar cu ceturi frecvente, depunerile de rouă, brumă, chiciură sau polei, sînt colectate în niște recipiente speciale (condensatoare) construite din prundiș și pietre. O astfel de „instalație" poate furniza chiar și peste 300 l de apă în 24 de ore, localnicii asigurîndu-și rezervele necesare.

Dar pe lîngă foloasele pe care roua și bruma le aduc, în ceea ce privește alimentarea parțială cu apă — în special a solului — tot ele pot provoca și unele pagube. Astfel, roua, favorizează în foarte mare măsură, la anumite temperaturi, răspîndirea unor bacterii patogene ale culturilor de fîn, iar prin umezeala pe care o produce plantelor, diminuează eficiența mașinilor de recoltat. Bruma are un rol negativ în special pentru agricultură. În Franța, în 1923, bruma depusă toamna a produs pagube în agricultură de 16 000 000 franci, iar în 1945 un singur îngheț însoțit de brumă, la sfîrșitul lunii aprilie, a distrus semănăturile pe mari suprafețe. În țara noastră, în 1952, temperatura scăzută (în jur de —2°), precum și bruma depusă în intervalul 22—23 mai, au provocat daune la majoritatea plantelor de cultură, prinzîndu-le într-o fază avansată de vegetație.

Poleiul și chiciura pot aduce și ele pagube în agricultură, în special în ceea ce privește cultura pomilor, care au de suferit prin ruperea ramurilor.

Litometeorii

În compoziția atmosferei se mai află și o cantitate de particule terestre, aflate în suspensie sau transportate de vînt. Aceste particule numite *litometeori* (*litos* = piatră; *meteoron* = ceea ce se petrece în aer) sînt formate de cele mai multe ori din firicele de praf, nisip, diferite pulberi și fum și micșorează adesea vizibilitatea aerului. Firicele de praf sau de nisip pot ajunge în atmosferă la diferite înălțimi, ca urmare a antrenării lor de către vînt, la fel ca și pulberile vulcanice, de altfel. Fumul emanat în urma diferitelor arderi fiind de cele mai multe ori cald are o mișcare ascendentă, ajungînd în păturile mai înalte ale atmosferei. Cînd vizibilitatea este redusă în toate direcțiile, iar Soarele își pierde din strălucirea sa obișnuită, părînd fără culoare, tocmai datorită suspensiilor descrise anterior, în atmosferă ia naștere fenomenul numit *pîclă*. În nici un caz pîcla nu trebuie să fie confundată cu ceața sau cu aerul cețos, diferențiindu-se de acesta din urmă atît prin origine, cît și prin umezeala scăzută a aerului. Pîcla formată datorită fumului poate împrumuta diferite nuanțe de culori, în funcție de proveniența lui. Astfel, în zonele industriale pîcla poate avea o culoare brună-închisă, cenușie, roșcată, gălbuie, etc.

Cînd nisipul, praful sau pulberea sînt transportate cu mare viteză de la suprafața pămîntului la înălțimi mari, ia naștere *furtuna de nisip* sau *de praf*. Asemenea temute furtuni se formează cel mai frecvent în regiunile deșertice, unde solul este acoperit cu praf sau nisip și în care există un mare grad de uscăciune. În funcție de zonele în care se formează, furtunile de praf și de nisip au diferite culori. Cînd iau naștere, de exemplu, în zonele acoperite cu sol bogat în cernoziom, se numesc „furtuni negre". În zonele de deșert se formează furtuni cafenii, galbene sau roșcate, deoarece solul deșertului poate avea aceste nuanțe.

De multe ori o asemenea furtună poate să se deplaseze sub forma unui vîrtej uriaș, asemănător unui ciclon, în care aerul se rotește cu viteze foarte mari, antrenînd uriași nori de praf sau de nisip. Diametrul său ajunge pînă la 300—400 km, iar în ceea ce privește capacitatea de transport a prafului poate fi asemuită cu cantitatea de aluviuni transportate de un mare fluviu.

Herodot menţionează într-una din scrierile sale despre gravele pierderi pe care le-a suferit oastea regelui persan Cambise (579—522 î.e.n.), pe cînd înainta prin pustiul Arabici, surprinsă de o puternică furtună de nisip.

În Sahara aceste furtuni au căpătat diferite denumiri : „Simun", „mehelii" sau „kharmaţan" ; în Libia, Egipt şi în Arabia localnicii le denumesc „khamsin", întrucît se manifestă timp de 50 de zile (în limba arabă, *hamsun* = 50). Tot arabii mai numesc aceste furtuni „cheheli" (vînt de foc sau suflarea morţii), deoarece înainte de a se manifesta cu întreaga intensitate, cerul se întunecă, iar vîntul este dogoritor.

Localnicii văii Amu-Daria denumesc asemenea furtuni „afgan" sau „harmsîl". În timpul furtunii, aerul devine de nerespirat, datorită marii cantităţi de praf ce o conţine. Călătorul surprins de furtună, oricît de bine s-ar adăposti, datorită nisipului fierbinte ce-i arde pielea şi care antrenat de vînt îi pătrunde sub îmbrăcăminte, încearcă o cumplită senzaţie de sufocare. Tuaregii — locuitorii nomazi ai Saharei — cunosc apropierea furtunii, cînd tovarăşul nedespărţit de drum, cămila, începe să devină agitată. La acest semn, ei îşi pun la adăpost rezervele de hrană şi apă, aşezîndu-se în grupuri strînse.

Asemenea furtuni, provoacă mari pagube şi pun în mişcare dunele de nisip ale deşertului, care pot acoperi în drumul lor oazele. Transportul prafului, favorizează şi deplasarea unor microorganisme, contribuind la răspîndirea unor epidemii.

O furtună violentă care se manifestă destul de des în special pe teritoriul Statelor Unite ale Americii este *tornada*. Ea se deplasează întocmai unui vîrtej uriaş, în formă de pîlnie ce apare la părţile inferioare ale norului Cumulonimbus şi care ajunge la suprafaţa pămîntului, unde viteza vîntului poate atinge chiar şi 400 km/h (fig. 33). Trecerea unui asemenea uragan aduce mari distrugeri locuinţelor, mijloacelor de transport, diferitelor instalaţii şi mari pagube agriculturii. Astfel, în aprilie 1967, tornada care s-a abătut asupra părţii sudice a oraşului Chicago a cauzat pierderi de vieţi omeneşti şi distrugerea a peste 150 de locuinţe.

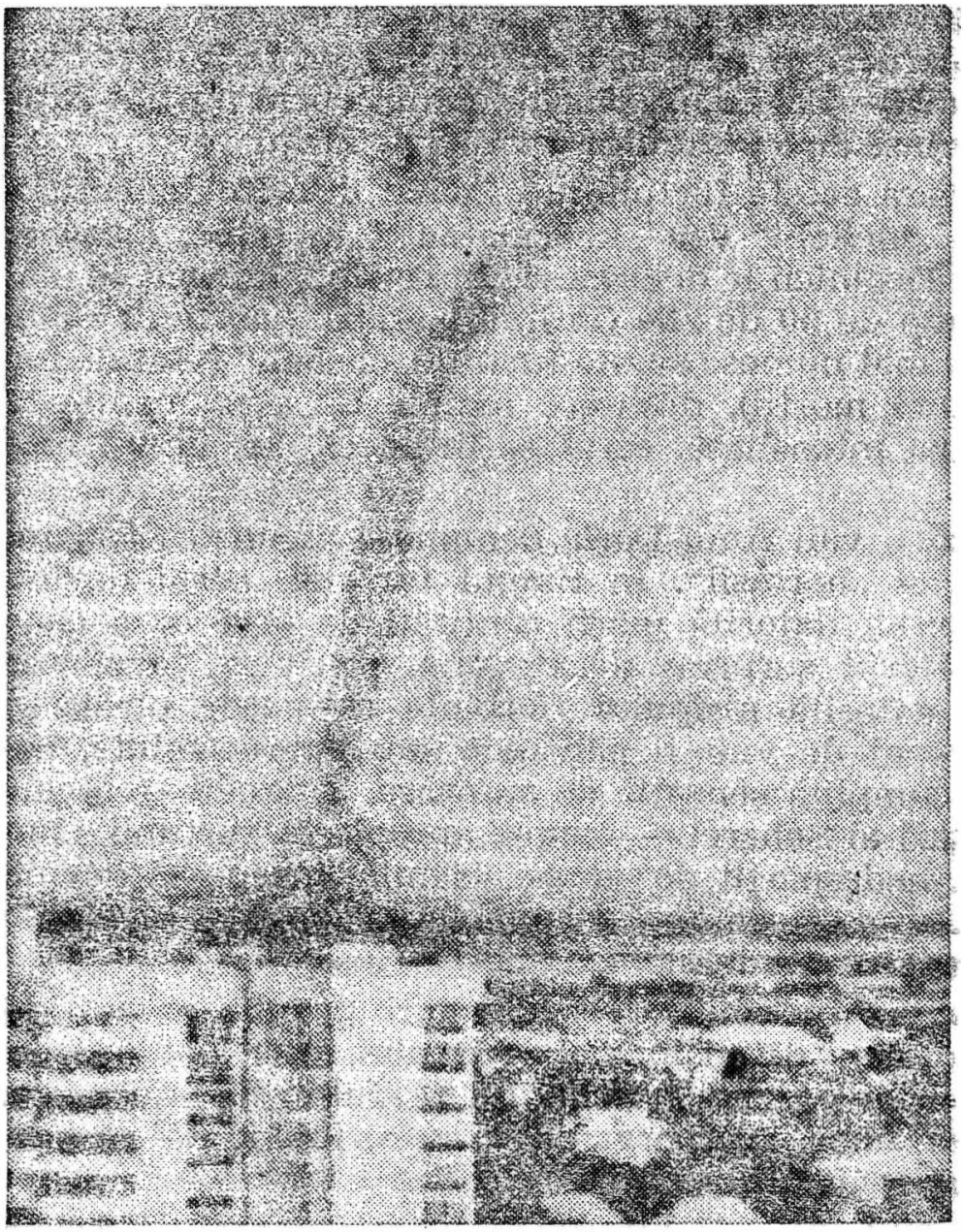


Fig. 33 Tornadă

Tornade se mai produc și în alte zone subtropicale și tropicale ale globului, fără însă a avea intensitatea celor din regiunile sudice și centrale ale Statelor Unite.

Decorurile și trucajele atmosferei

Așa pot fi denumite o serie întreagă de fenomene ce se petrec în cuprinsul oceanului aerian, ca urmare a străbaterii acestuia de către razele Soarelui sau de lumina

Lunii. Datorită încălzirii inegale a straturilor care o compun, atmosfera, prezintă densităţi diferite pe verticală. La aceasta se mai adaugă şi prezenţa particulelor de apă, gheaţă, fum, praf, etc. Razele solare, străbătînd în astfel de condiţii atmosfera, vor da naştere unor efecte luminoase ca urmare a reflexiei, refracţiei, difracţiei şi difuziei luminii, efecte ce se numesc *fotometeori.*

Cine nu a văzut pe bolta cerului în timpul după-amiezelor de vară, imediat după ploaie, un arc colorat, care pare că se sprijină cu capetele pe Pămînt ? Acest arc, ivit pe fondul unui nor de ploaie şi format din mai multe culori, nu este altceva decît *curcubeul.* De aceea oamenii l-au denumit şi „şerveţel vărgat, peste mare aruncat". Multe popoare în trecut şi-l imaginau ca o armă a zeului luminii. Arabii, de exemplu, credeau despre curcubeu că este arcul cu care trăgea Kuzah — „făuritorul luminii". La fel, în India curcubeul era considerat drept ajutorul zeului Indra în lupta contra spiritelor rele.

Pentru a explica formarea curcubeului este de ajuns ca asupra unei prisme sau a unui pahar plin cu apă să proiectăm o rază de lumină ; de cealaltă parte raza va apare descompusă în şapte culori, totdeauna în aceeaşi ordine : roşu, portocaliu, galben, verde, albastru, indigo şi violet. În curcubeu se observă o dispunere concentrică, culoarea roşie fiind la exterior, iar violetul în interior. În atmosferă, locul prismei este luat de picăturile de apă în suspensie sau în cădere. Razele solare trec prin picăturile de apă, pe care le descompun, proiectîndu-le pe fondul norului. Astfel apare curcubeul. Fenomenele care duc la formarea lui sînt refracţia (abaterea) şi reflexia (proiectarea) razelor Soarelui în fiecare picătură de apă. În funcţie de diametrul picăturilor de apă din nor, curcubeul este mai lat sau mai îngust. Uneori este mai întins, alteori mai bombat. Cu cît Soarele este mai apropiat de orizont, cu atît arcul curcubeului va fi mai mare, iar dacă l-am privi din avion l-am vedea sub forma unui cerc.

Este ştiut faptul că picăturile de apă sînt în cădere. Atunci de ce curcubeul rămîne mai mult timp pe cer ? Locul picăturilor în cădere este luat imediat de altele care

recompun spectrul. Numărul picăturilor fiind atît de mare, iar fracțiunea de timp în care se succed fiind foarte mică, nu se observă în realitate, că curcubeul „se stinge", ci el apare în mod continuu. Curcubeul poate fi observat numai cînd norul de ploaie și picăturile de apă sînt în partea opusă Soarelui, iar cel care-l observă se găsește cu spatele la Soare. Cînd se formează o refracție și reflecție dublă, apar două sau chiar trei curcubee, culorile fiind dispuse invers. Astfel, la 24 septembrie 1948, la Leningrad au apărut deasupra Nevei patru curcubee !

Foarte rar se observă și curcubee produse la lumina Lunii. Sînt de culoare cenușiu albicioasă și foarte slabe ca intensitate.

Fenomenul roman sau „cearcănul Soarelui"

În 1551, orașul Magdeburg era asediat de armata lui Carol Quintul. Asediul dura de multă vreme, orașul abia mai rezista, cînd deodată au apărut pe cer trei sori. Văzîndu-i, asediatorii s-au retras în grabă fiind convinși că o putere supranaturală apără orașul. Cu timpul oamenii de știință au explicat modul de formare a acestor fenomene naturale, arătînd că este vorba de *halo* și *sori falși*.

Astfel, la Roma în 1637, a fost descrisă pentru prima dată apariția haloului, de atunci rămînîndu-i numele de „fenomen roman". În dimineața zilei de 22 iunie, cînd oamenii au privit Soarele și-au dat seama că strălucește într-un mod deosebit. Ei au observat un lucru ciudat : în jurul astrului se zăreau două cercuri concentrice colorate slab în culorile curcubeului. Atît cercurile, cît și Soarele erau tăiate de o linie albă, strălucitoare, paralelă cu orizontul. La locul de intersecție a acestei linii cu cercul mic se aflau niște pete mari luminoase, asemănătoare Soarelui, iar deasupra și dedesubtul cercului două semicercuri luminoase. Văzînd acest spectacol neobișnuit, firesc, lumea s-a înspăimîntat neputîndu-și explica apariția mai multor sori. Fenomenul neobișnuit nu era altceva decît *haloul*, care apare destul de rar în regiunile temperate, fiind mai frecvent în zonele polare. Haloul ia naștere cînd în fața

Soarelui sau a Lunii se găsesc fișii de nori subțiri cirriformi, formați din cristale fine de gheață. După felul cum sînt situate aceste cristale, haloul poate avea diferite forme. Astfel la o dispunere dezordonată a lor haloul apare ca un cerc concentric în jurul Soarelui sau al Lunii. Dar cristalele de gheață mai pot fi situate și vertical, și atunci cercul din jurul astrului ne va apărea de pe Pămînt, sub forma unei linii orizontale, ce trece prin centrul Soarelui sau Lunii. Cînd se produc două cercuri deodată, în locul lor de intersecție apar sori falși, sub forma unor pete mari rotunde și luminoase. Cînd cristalele de gheață sînt așezate orizontal, se observă acele arcuri tangențiale la halo.

Rolul cristalelor de gheață în formarea haloului este important. Razele de lumină ale Soarelui sau ale Lunii, ajungînd la cristalele de gheață se refractă pe fețele cristalelor și apoi se reflectă în diferite direcții. Uneori haloul prezintă o coloratură asemănătoare unui curcubeu, avînd culoarea roșie spre Soare sau spre Lună. Alteori, halourile sînt albe sau incolore, din cauza reflexiei foarte puternice a luminii pe cristalele de gheață. Halourile apar cel mai des în nopțile reci de toamnă sau de iarnă.

Coroana solară sau lunară

Uneori se observă în jurul Soarelui sau al Lunii un cerc colorat, cu rază mult mai mică decît a unui halo. Privindu-l mai atent putem vedea că acest inel este colorat invers decît curcubeul și haloul, adică roșul apare spre interior. Alteori inelul poate să aibă numai o culoare albăstruie. El se numește *coroană* și se produce atunci cînd prin fața Soarelui sau Lunii trec nori subțiri — Altocumulus și Altostratus — alcătuiți din picături mici de apă sau din cristale fine de gheață. Cu cît picăturile de apă și cristalele de gheață sînt mai mici, cu atît coroana are un diametru mai mare și invers.

Coroana este un fotometeor ce se produce ca urmare a fenomenului de difracție a razelor luminoase la obstacolul corpurilor de dimensiuni mici, cum pot fi în cazul de față cristalele de gheață și picăturile de apă.

O minune optică a naturii

Cine dintre noi n-a auzit despre misterioasele apariții în mijlocul deșerturilor a unor oaze, cetăți sau lacuri în fața obositelor caravane care se grăbesc să ajungă la ele? Dar, oricît de repede s-ar deplasa, nu le vor atinge niciodată, deoarece ele de fapt nu există...

Printre marinari circula, înainte vreme, legenda corăbiei-fantomă a „olandezului zburător", a cărui prezență prevestea o nenorocire.

Într-o noapte din toamna anului 1869 locuitorii Parisului au avut prilejul să-și vadă propriul oraș răsturnat în aer deasupra Senei.

Cum se pot explica aceste „minuni" ale naturii ce poartă numele de *miraje*? Apariția lor se datorează reflexiei și refracției razelor de lumină la trecerea prin straturile de aer cu densități diferite. Imaginea se poate produce dedesubtul obiectului real dînd naștere *mirajului inferior* (fig. 34 a), în special deasupra cîmpiilor întinse și a deșerturilor, cînd straturile de aer din apropierea solului se încălzesc mai mult decît cele superioare, dînd naștere fenomenului de reflexie totală. Cînd imaginea apare deasupra obiectului real, ia naștere *mirajul superior* (fig. 34 b) care se formează de obicei deasupra mărilor reci, a întinderilor acoperite cu gheață sau zăpadă, cînd straturile de aer din apropierea solului se răcesc mai mult în comparație cu cele de deasupra.

Fata Morgana și spectrul din Brocken

Un basm arab povestește că zîna Morgana obișnuia să atragă drumeții ce străbăteau deșerturile luînd diferite înfățișări, care mai de care mai încîntătoare. Dar pe măsură ce încercau să se apropie de ele, se îndepărtau tot mai mult sau își schimbau tot mereu locul, apărînd și dispărînd. Oamenii au dat cu timpul acestui gen de miraj numele de *fata Morgana*. Față de un miraj obișnuit, fata Morgana apare cînd straturile de aer cu diferite densități își schimbă

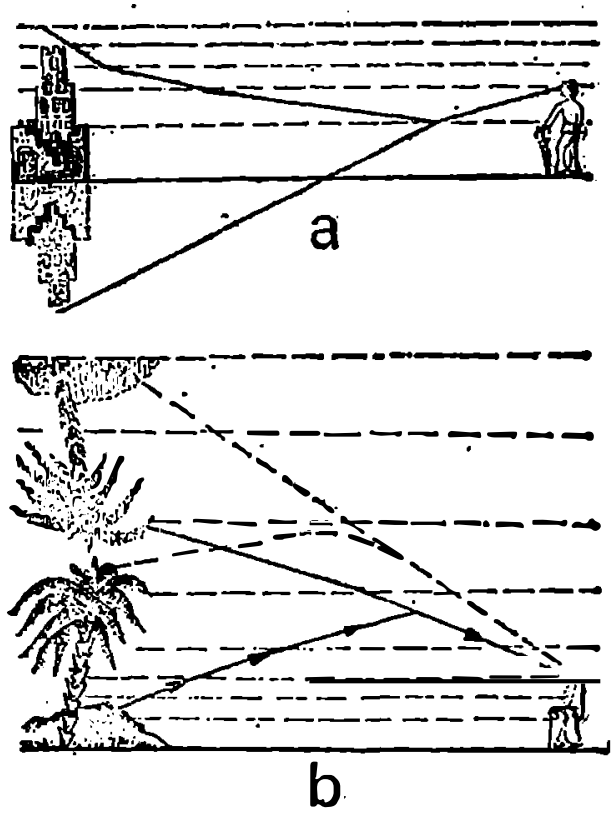


Fig. 34 Miraj inferior (a) și Miraj superior (b)

poziția, mișcîndu-se încet fără a se amesteca, păstrînd deci imaginea intactă a obiectului, dar cu marginile dublate sau ușor unduite.

În timpul primului război mondial, mai mulți soldați au putut observa într-o zi, pe un vîrf din Carpații Pădurоși, o imensă imagine a unei femei, care ținea un copil în brațe, proiectată pe un nor întunecat. Capul femeii era înconjurat de cercuri luminoase asemenea unui nimb. Nu era altceva decît „spectrul din Brocken", o imagine asemănătoare unei proiecții cinematografice de dimensiuni uriașe, care a fost observată pentru prima oară în zona vîrfului Brocken din munții Harz din Germania în secolul al XVIII-lea.

Și pentru că tot s-au descris aceste interesante „trucuri" ale naturii este cazul să amintim și de acea *rază verde* o apariție fulgerătoare ce poate fi văzută rareori la apusul Soarelui, asemenea unei licăriri de bliț. Ea se datorește faptului că lumina Soarelui este descompusă prin aerul cu densități diferite care acționează ca o prizmă. Deasupra orizontului rămîne numai partea superioară a spectrului : verde, albastru, indigo și violet. Din toate aceste culori nu-

mai verdele, avînd cea mai mare lungime de undă poate străbate păturile atmosferei, ajungînd la ochiul observatorului, în timp ce celelalte trei sînt absorbite de aer. Se spune că străfulgerarea acestei raze este de un verde pe care nici omul şi nici natura nu au reuşit să-l realizeze pînă în prezent.

Cînd călătoriţi, în special, pe mare sau aveţi în faţă un orizont larg, fiţi aşa dar atenţi în momentul cînd Soarele apune. Poate veţi surprinde raza verde.

Electrometeorii

Este cunoscut faptul că în atmosferă se face simţită prezenţa curentului electric. Fiecare dintre noi a remarcat acest lucru, mai ales într-o anumită stare a vremii, premergătoare furtunilor de vară. Porţiunile din atmosferă, unde se manifestă curenţi electrici, poartă denumirea de *cîmp electric al atmosferei*. Manifestările electrice din atmosferă generează fenomene ce pot fi percepute vizual, auditiv sau combinat, denumite *electrometeori*. Dar cum ajunge atmosfera să conţină energie electrică şi uneori în cantitate foarte mare ? Amintim că oceanul aerian este constituit dintr-un amestec de gaze. Atomii acestor gaze componente, în urma procesului de ionizare, se transformă în *ioni*, care de fapt sînt nişte particule încărcate cu sarcini electrice. Procesul de ionizare, la rîndul lui, se produce din multiple cauze : ciocnirile dintre particulele gazelor componente, acţiunea substanţelor radioactive, influenţa razelor cosmice, arderile incandescente, precum şi diferite alte reacţii chimice, ce se petrec în natură.

Micile picături de apă ale norilor conţin o oarecare cantitate de electricitate. De obicei vaporii, cît şi picăturile de apă existente în nori, aderă la nucleele de condensare din atmosferă împrumutînd de la acestea o anumită cantitate de electricitate pozitivă sau negativă. Picăturile de apă conţin în centru electricitate pozitivă, iar la suprafaţă electricitate negativă. Norul respectiv va poseda, deci, o anumită cantitate de electricitate, determinată de aceşti minusculi nuclei.

Fulgerul — o sursă de energie a viitorului ?

Formarea fulgerelor şi energia pe care o declanşează au constituit probleme ce i-au frămîntat multă vreme pe oameni întrucît acest fenomen constituie cea mai frecventă manifestare vizibilă a electricităţii din cuprinsul atmosferei. Fulgerele iau naştere cel mai adesea în timpul furtunilor de vară. În meteorologie, prin „zi furtunoasă" se înţelege ziua în care deasupra unei anumite zone are loc un complex de fenomene, începînd cu averse de ploaie foarte puternice (uneori însoţite de grindină) şi intensificări ale vîntului, în prezenţa unor descărcări electrice, denumite şi oraje [1]).

În regiunile ecuatoriale şi tropicale se înregistrează cel mai mare număr de zile cu furtuni, în medie cam 100—150 pe an. În insula Jawa numărul lor poate depăşi şi 200. Ca şi alte fenomene, multă vreme fulgerul a fost reprezentat în imaginaţia oamenilor ca o armă deţinută de anumite fiinţe supranaturale. Deţinătorul fulgerelor şi trăznetelor la vechii greci era Zeus, care dezlănţuia adesea urgia lor asupra pămîntenilor. La romani, zeul stăpînitor al tunetului şi fulgerului era Jupiter ce mai era cunoscut şi sub denumirile de „Luminator" sau „Fulgerător", avîndu-şi templul pe Capitoliu în Roma. Pentru vechii slavi, zeul Perom era cel care trimitea fulgerele spre Pămînt.

Fulgerul este produs de o descărcare electrică provenind din diferenţa de potenţial între două extremităţi ale aceluiaşi nor sau între doi nori situaţi la înălţimi diferite. Majoritatea fulgerelor se produc vertical sau oblic. Datorită curenţilor ascendenţi şi descendenţi din norii de furtună, picăturile de apă sînt divizate în particule mici, unele încărcate cu electricitate pozitivă, altele cu electricitate negativă, producînd în norii respectivi, îngrămădiri de sarcini electrice de semn diferit. Electricitatea pozitivă cu cea negativă, atrăgîndu-se în cadrul aceluiaşi nor sau între doi nori tind să se unească. Aerul, fiind însă rău conducător de electricitate, nu permite această unire, încît

[1] Oraj = descărcare electrică în atmosferă, ce se manifestă sub formă de fulgere însoţite de tunete.

norul se încarcă cu o cantitate de sarcini electrice tot mai mare. Treptat, norul nu mai poate îndeplini rolul de izolator, și de la norul încărcat cu electricitate negativă începe să se scurgă electricitatea printr-un așa numit „canal de scurgere" cu o grosime pînă la 50 cm, în direcția norului cu electricitate pozitivă. Imediat se produce o descărcare electrică, de culoare albăstruie, cu o durată de fracțiune de secundă — *fulgerul* — suficientă însă, pentru a străbate distanțe de la cîteva sute de metri la cîțiva kilometri (fig. 35).

Energia unui nor de furtună este atît de mare, încît folosirea ei ar fi suficientă pentru consumul electric al unui oraș cu mai multe milioane de locuitori. Ținînd seama de faptul că zilnic pe planeta noastră au loc peste 40 000 furtuni (cca. 1 600 pe oră) și că în fiecare secundă se produc aproximativ 100 de fulgere, ne putem imagina ce cantitate enormă de energie electrică deține oceanul aerian! Un fulger în canalul său de scurgere are o temperatură de 18 000°C, o tensiune ce poate ajunge la 1 000 000 000 volți și o intensitate de 200 000 amperi.

Fulgerele sînt însoțite de *tunete*, pe care le percepem fie ca pe niște bubuituri, fie ca pe o pocnitură seacă sau ca un huruit continuu. Producîndu-se fulgerul, temperatura aerului înconjurător se ridică brusc la mai multe mii de grade. În urma încălzirii rapide, aerul își mărește volumul ca în cazul unei explozii și se răspîndește în toate direcțiile cu o viteză inițială de 15 km/s. Viteza se micșorează foarte mult pe parcurs, transformîndu-se într-o undă normală de sunet, scăzînd în același timp și temperatura din canalul de scurgere. În urma răcirii, aerul din canal se comprimă brusc, provocînd cel de al doilea zgomot. Fulgerul și tunetul, se produc în același timp, dar datorită vitezei diferite de deplasare în spațiu a luminii (cca. 300 000 km/s) și a sunetului (330 m/s) zărim întîi fulgerul. Astfel, pentru a putea afla distanța în km care ne desparte de norii de furtună trebuie să împărțim la 3 intervalul de timp ce trece între momentul cînd se vede fulgerul și acela cînd se aude tunetul, întrucît sunetul se deplasează cu 1 km în 3 secunde.

Cînd descărcarea electrică se produce între nori și pămînt (sau un corp de pe suprafața sa) se numește *trăsnet*.

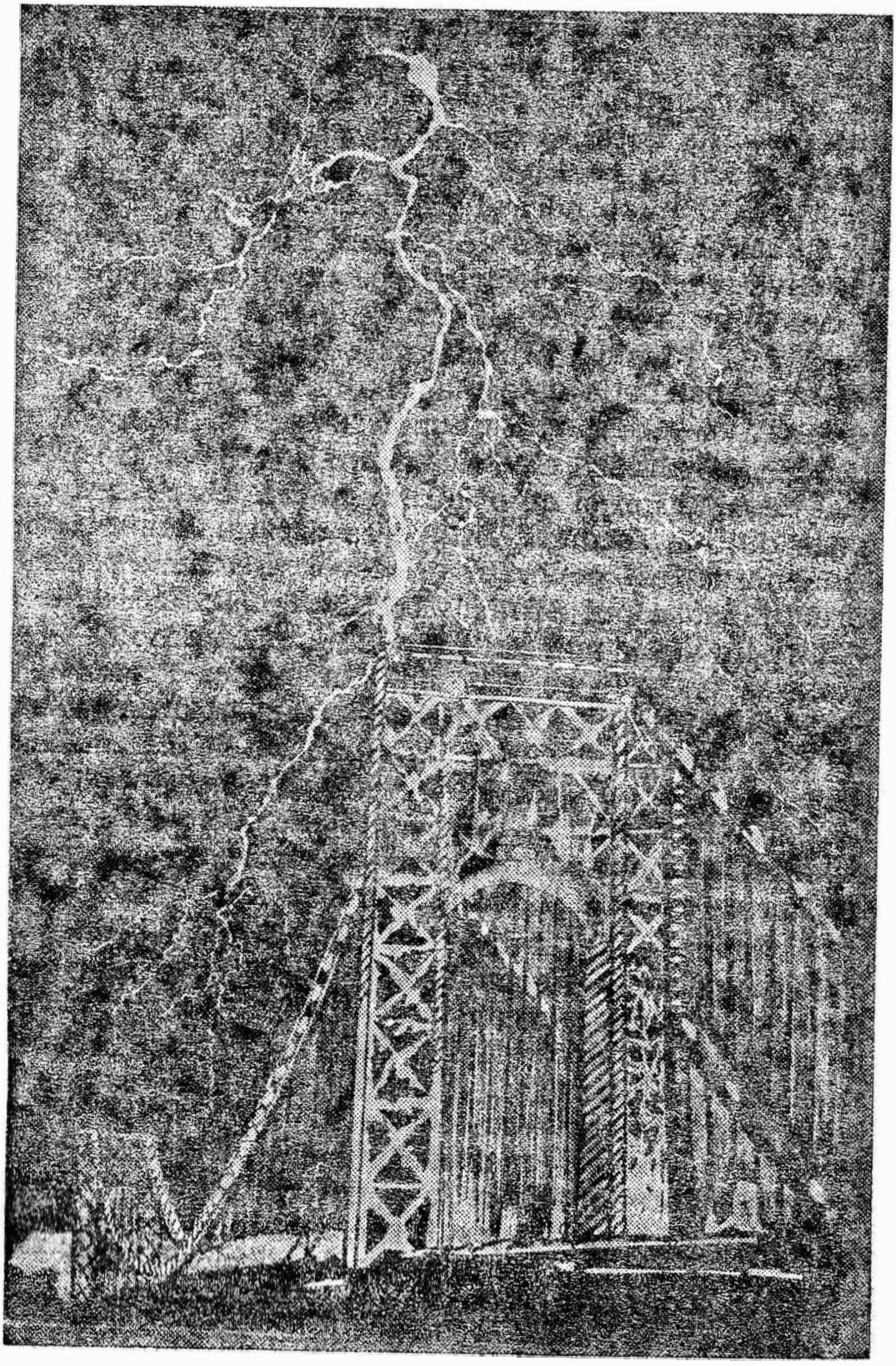


Fig. 35 Fulger

Dacă norii au o altitudine redusă, suprafața pămîntului aflată sub ei se electrizează prin inducție. Părțile inferioare ale norilor conțin de obicei electricitate negativă. Suprafața terestră, datorită căderii picăturilor de ploaie ce conțin electricitate pozitivă, se încarcă tot cu electricitate de acest semn. Între nori și pămînt, ca atare, se produce în permanență un schimb de sarcini. Fiind atrasă de sarcina negativă a norului, electricitatea pozitivă a pămîntului va fi concentrată în special în părțile cele mai înalte : coșuri de fabrici, turnuri, arbori înalți, acoperișul clădirilor etc. Cu cît construcția este mai înaltă, cu atît stratul de aer izolator, ce-l desparte de nor, este mai mic, favorizînd apariția descărcării electrice. Lungimea unui trăsnet poate fi și de 2—3 km și cu o durată de la a cincizecea la a mia parte dintr-o secundă. Studierea acestui fenomen în profunzime, a fost generată de nevoi practice : pentru construcții, în scopul protecției liniilor electrice și de ce nu — într-un viitor mai mult sau mai puțin apropiat — pentru captarea energiei ce o posedă. În țări ca Franța, Elveția, Statele Unite ale Americii, Suedia, Uniunea Sovietică au fost create adevărate laboratoare de cercetare, unde sînt „captate" și „cercetate" trăsnetele cu privire la potențialul lor electric, intensitate etc. Unul din cele mai cunoscute laboratoare în ceea ce privește cercetarea trăsnetelor este cel de la Saint Privat d'Allier (Franța).

Trăsnetele sînt atrase de către toate corpurile bune conducătoare de electricitate de pe Pămînt. În ceea ce privește copacii, s-a constatat că sînt „preferați" cei care au o rezistență electrică mai redusă, dar care au un sistem radicular mai dezvoltat și o umiditate mai mare a esenței lemnoase. Stejarul este cel mai adesea lovit de trăsnet, în schimb salcîmul, mesteacănul, fagul, paltinul sînt rareori atinși. Într-un arbore lovit de trăsnet, din cauza temperaturii mari, seva din țesuturile copacului începe să fiarbă, iar vaporii produși fac ca arborele să plesnească.

În toate situațiile, trăsnetul va „alege" direcția cu conductibilitate electrică cea mai mare, de aceea rareori cade în linie dreaptă. Dintre două coșuri de fabrică de înălțimi diferite, dacă pe cel scurt va ieși fum, trăsnetul îl va alege pe acesta, întrucît fumul este bun conducător de electricitate.

Cînd cade direct pe sol, trăsnetul alege porţiunile mai bogate în argilă, deoarece are o conductibilitate electrică mai mare decît nisipul sau pietrişul, sau va cădea pe solul în care pînza de apă freatică este mai la suprafaţă. De aceea, sînt „preferate" de trăsnet cheile adînci, văile, rîpele, defileele, întrucît umezeala de pe fundul lor este mai mare.

Sînt bine cunoscute efectele distrugătoare ale trăsnetului : omoară vieţuitoare, provoacă incendii, produc scurtcircuite şi explozii etc. În anul 1934, vîrful Wielka Jaworowa, din munţii Tatra, a fost aşa de puternic lovit de trăsnet, încît s-a despicat un întreg perete din partea sa sudestică.

Dar, cu toate aceste acţiuni distructive, trăsnetul are şi un rol pozitiv ce constă în „fabricarea", pe cale naturală, a unor foarte mari cantităţi de compuşi ai azotului. În urma cercetărilor s-a stabilit, că fiecare trăsnet poate produce între 80—1 500 kg de oxid de azot, care cad pe Pămînt sub formă de îngrăşămînt, odată cu ploaia. Această „producţie" se poate ridica anual la 100 000 000 t, dar o mare parte din această cantitate cade în apele mărilor şi oceanelor.

Pentru a evita accidentele neplăcute produse de efectele trăsnetelor, este necesar să cunoaştem unele reguli şi să luăm măsuri de protecţie. În primul rînd, cînd sîntem surprinşi de furtuni trebuie să ne oprim din mers, întrucît sîntem mai expuşi trăsnetelor cînd mergem decît atunci cînd stăm. De asemenea, este riscant să ne adăpostim în plin cîmp sub căpiţe de fîn sau în clădiri izolate, iar în pădure sub coroana copacilor mai înalţi. Cînd ne aflăm în casă, prima măsură va consta în închiderea uşilor şi ferestrelor pentru a evita formarea de curenţi în interiorul încăperii. Să stăm departe de orice fel de conducte, piese metalice şi în special de sobe, coşurile de fum fiind deseori alese de trăsnet. Aparatele electrocasnice să fie puse în contact cu pămîntul prin fire şi prize speciale sau chiar scoase din priză.

O măsură tehnică de protecţie contra trăsnetelor o constituie instalarea de *paratrăsnete*. Ele au un dublu rol : fac inofensivă descărcarea electrică produsă şi neutralizează sarcinile electrice declanşate, înainte de atingerea

obiectului. Paratrăsnetul a fost inventat în 1747, de către fizicianul și omul politic american Benjamin Franklin. Este format dintr-o tijă metalică (partea receptoare) și o placă din cupru sau din oțel, îngropată la 2 m în pămînt. Legătura dintre tijă și placă se face printr-un conductor metalic. Electricitatea de semn contrar (pozitivă) din pămînt va fi atrasă și concentrată pînă în vîrful paratrăsnetului de către baza norilor, încărcată cu electricitate negativă. Electricitatea acumulată în vîrful paratrăsnetului se va scurge în atmosferă. Se produce o neutralizare a sarcinii producerii trăsnetului. În caz că acesta totuși se va produce, atunci prin conductorul paratrăsnetului va fi transportat în pămînt. Cu cît paratrăsnetul este montat mai sus, cu atît se mărește raza lui de acțiune.

Globul de foc

În 1841 fizicianul și astronomul *François Arago* (1786—1853) descrie următoarea întîmplare la care a fost martor în orașul italian Servi : „Stînd într-o seară la geam, am văzut o sferă de foc ce se deplasa prin mijlocul străzii la înălțimea ferestrelor, după care s-a înălțat pînă în dreptul turlei bisericii, dispărînd cu o pocnitură surdă. Avea mărimea Lunii, dar fără un contur precis și era de culoare galbenă-roșiatică".

Savantul *M.V. Lomonosov* (1711—1765) descrie fulgerul care a omorît pe colaboratorul său *G. Richmann*, ca pe un glob alb-albăstrui ce se deplasa foarte repede, în timp ce ambii oameni de știință cercetau descărcările electrice într-o bară metalică.

Un asemenea „glob de foc" a pătruns și în clădirea stației meteorologice din Zakopane (Polonia). Observatoarea stației l-a descris în felul următor : „un nucleu de culoare roșie, de mărimea unui măr mare, înconjurat de o flacără roșie, dar de nuanță mai puțin aprinsă. Din nucleu țîșneau niște raze roșii mai lungi sau uneori mai scurte".

În anul 1928, la Leningrad, în timpul unei furtuni, un astfel de glob de foc a pătruns printr-o fereastră rămasă deschisă și s-a deplasat prin camerele vecine, urmînd cu-

rentul de aer din încăpere; într-una din camere a explodat cu un pocnet puternic, arzînd întrerupătorul și lăsînd un miros amestecat de gaz, ozon și pucioasă.

Globurile de foc nu sînt altceva decît *fulgerele globulare*, o formă de fulger foarte rar întîlnită și de aceea pînă nu de mult puțin studiată. Pot avea dimensiuni variabile de la o nucă pînă la o minge de fotbal, de cele mai multe ori înaintînd cu viteza unui om care aleargă. Culoarea este alb-albăstruie sau roșiatică și produce un șuierat sau bîzîit, în timp ce se deplasează. Durata lor poate să fie de la cîteva fracțiuni de secundă, pînă la cîteva minute, dispărînd uneori lent sau alteori cu o pocnitură seacă, însoțită de o explozie. De cele mai multe ori apar în urma unui fulger liniar obișnuit. Poate fi purtat de curentul de aer și introdus în încăperi prin ferestrele deschise sau prin coșurile sobelor.

Natura fulgerelor globulare nu a fost încă pe deplin lămurită, în momentul de față fiind mai multe ipoteze referitoare la originea și la compoziția lor. Una dintre cele mai acceptate ipoteze este cea emisă de un grup de cercetători de la Universitatea *Wyoming* din S.U.A., care executînd un mare număr de fotografii asupra acestui fenomen, au ajuns la concluzia, că se formează ca urmare a apariției unui cîmp electric puternic la nivelul pămîntului, din cauza unui nor de furtună ce se deplasează foarte jos. Acest cîmp electric, creează un strat de aer încărcat tot cu electricitate pozitivă. Sarcinile electrice ale fulgerului care sînt negative, produc în stratul de aer pozitiv, descărcări electrice de formă sferică.

Fizicianul sovietic *V. Stahanov* consideră că fulgerele globulare sînt fragmente ale fulgerului obișnuit, care se destramă în atmosferă din cauza prezenței în anumite locuri a unor cantități excesive de vapori de apă. Dar această ipoteză este contrazisă de cea a englezului *N. Charman*, care a constatat într-un foarte mare număr de cazuri că fulgerele globulare se produc simultan cu cele obișnuite. Fizicianul suedez *K. Benedicks* a emis chiar ipoteza că mult discutatele „farfurii zburătoare" nu sînt altceva decît fulgere globulare, dar cu diametre foarte mari ajungînd pînă la 150 m. Toate acestea nu sînt decît presupuneri, „conținutul" fulgerului globular neputînd fi ob-

ținut pînă în prezent pe cale artificială. Tehnica și știința actuală, vor permite probabil într-un viitor apropiat, lămurirea originii și condițiile de formare ale fulgerului globular.

Focul Sf. Elm

Comandantul oștilor romane, *Cezar* (100—44 î.e.n.), în cartea sa *De Bello Gallico,* arată că în unele nopți se zăreau în vîrfurile lăncilor soldaților niște luminițe scînteietoare. La apariția lor soldații se bucurau, crezînd că este un semn de victorie.

Scriitorul latin *Lucius Seneca* arăta într-una din scrierile sale că pe timp de furtună cîteodată „stelele coboară din cer și se așază în vîrfurile catargelor de corăbii".

Cristofor Columb și *Fernando Magellan* au observat adesea în vîrful catargelor, pe timp de furtună, niște lumînări, care pîlpîiau, pe care marinarii le considerau ca semn al vremii bune care avea să urmeze.

Lumini asemănătoare se mai observă și în zonele de munte, în vîrfurile obiectelor metalice sau ale clădirilor mai înalte. Fenomenul se numește *focul Sf. Elm* și nu este altceva decît o descărcare lentă a electricității din atmosferă din cauză că sarcinile electrice nu reușesc să străpungă aerul. De obicei această descărcare are loc în vîrfurile obiectelor ascuțite mai înalte, deci mai aproape de nori. Aerul se luminează, iar marginile obiectelor apar înconjurate de scîntei foarte dese, care dau imaginea unui foc de culoare albăstruie. Scînteile pot ajunge la 200 cm lungime și au un pîlpîit continuu.

Denumirea acestui fenomen atmosferic s-ar datora, după unii, faptului că a fost descris și observat în secolul al XVI-lea pe turnurile bisericii Sf. Elm din Londra. Dar, așa cum s-a arătat, fenomenul a fost observat cu mult timp înainte. *Marea enciclopedie ilustrată,* apărută în 1897, în Anglia, explică astfel denumirea acestui fenomen : „Cînd apăreau două lumini de acest fel navigatorii le denumeau Dioscuri (cei doi frați Castor și Polux) și erau aducătoare de noroc. Dacă apărea numai o singură lumină, aceasta prevestea o nenorocire, deoarece îi era atribuită surorii

Dioscurilor, Elena, aducătoare de necazuri". De la numele ei s-a ajuns la actualul Elm. Alţii susţin că denumirea fenomenului ar proveni din transformarea numelui Sf. Erasmus.

„Focul Sf. Elm" nu este însoţit de tunet, ci de un zgomot asemănător unui bîzîit sau şuierat continuu. Poate fi fotografiat, dînd efecte foarte frumoase şi interesante în special în timpul nopţii.

Auroră polară la... Piteşti ?

La latitudinile polare şi cîteodată chiar la cele mijlocii se observă uneori, în nopţile senine, după apusul Soarelui, unul din cele mai impresionante spectacole pe care natura le poate oferi privirii omului : aurora polară (fig. 36).

Neasemuite prin coloritul lor, care adoptă toată gama spectrului de la roşu cel mai intens pînă la violet, aurorele polare îmbracă o şi mai mare varietate de forme, apărînd fie sub forma unor benzi, a unor arcuri imobile sau a unor draperii continuu agitate, a unor panglici care pîlpîie, oferind privirii noastre un spectacol unic, pe care nici cei mai iscusiţi artişti nu l-au putut cuprinde în întreaga sa frumuseţe şi măreţie. Benzi luminoase portocalii, străbătute de raze verzui-albăstrui, se profilează pe un cer luminat ca ziua. Alteori, imense coroane galbene-verzui apar pe bolta cerească. E şi firesc ca asemenea fenomen deosebit din cuprinsul oceanului aerian să fi atras atenţia oamenilor încă din timpuri străvechi, care le considerau ca nişte semne prevestitoare de epidemii, catastrofe sau alte nenorociri.

Aurorele polare apar în atmosferă la o altitudine destul de mare : mai adesea în jur de 200 km însă limitele lor posibile de manifestare sînt cuprinse între 80 şi 1 200 km.

În funcţie de numărul aurorelor polare care pot fi văzute într-un an s-au întocmit hărţi cu *izohasme,* care reprezintă curbe anuale de egală frecvenţă a lor. Astfel izohasma, ce reprezintă frecvenţa a o sută de aurore polare (boreale) pe an, trece de-a lungul litoralului nordic al Norvegiei, prin Novaia Zemlia, peninsula Taimîr, nordul Alaskăi şi al Labradorului şi prin sudul Groenlandei. Apoi

Fig. 36 Auroră polară

devin din ce în ce mai rare spre sud, astfel că în țara noastră frecvența lor este foarte redusă (o dată la zece ani).

S-au cunoscut cazuri cînd aurorele polare au fost vizibile și la latitudini foarte mici, fiind considerate ca adevărate excepții. Astfel, la 4 februarie 1872 au apărut pe cerul Egiptului, Indiei și Guatemalei, iar la 25—26 ianuarie 1938 s-au observat în Crimeea și în nordul Africii. Le-

cuitorii țării noastre au avut prilejul să vadă un asemenea fenomen în noaptea de 8—9 iulie 1958, cînd pe cerul slab luminat s-au observat arcuri și benzi strălucitoare roșii și portocalii. Prezența acestui fenomen a fost semnalat de mai mulți locuitori din județele Argeș și Prahova. Progrese importante în cunoașterea modului de formare și a cauzelor apariției aurorelor polare s-au făcut în urma cercetărilor vizuale, spectrale, electrofotometrice ș.a. cu ocazia Anului Geofizic Internațional (1957—1958). S-a ajuns astfel la concluzia, că păturile înalte ale atmosferei sînt „bombardate" de particule încărcate electric care vin de la Soare. Aceste particule, în momentul ciocnirii cu atomii și cu moleculele aerului, produc efectele luminoase. Faptul că se manifestă cel mai vizibil și mai frecvent în regiunile polare este o urmare a rolului de uriaș magnet pe care-l joacă Pămîntul, creînd în jurul său un cîmp magnetic și abătînd particule care vin de la Soare pe liniile de forță ale acestui cîmp, spre cei doi poli magnetici. S-a observat că, atunci cînd pe Soare se produc erupțiile periodice (la aproximativ 11 ani), sînt mai frecvente și aurorele polare.

La 8 august 1972, cînd observatorul din Bochum (R.F.G.) a semnalat pete cu diametrul de 60 000 km pe suprafața Soarelui, au apărut și aurore polare în zona polilor.

Astrofizicianul suedez *Hannes Olof Gösta Alfvén* (n. 1908) este de părere că din zonele foarte active ale Soarelui, adică zonele de erupție, pornesc mici particule electrizate cu o viteză cuprinsă între 1 000—2 000 km/s, care ajung în zona de atracție a cîmpului magnetic terestru, dînd naștere aurorelor polare.

În urma cercetărilor întreprinse cu ajutorul sateliților „Explorer-VI" s-au adus noi completări, arătîndu-se că particulele captate de către cîmpul magnetic terestru efectuează două mișcări deodată : o deplasare de-a lungul liniilor magnetice dintr-o emisferă în cealaltă și o alta perpendiculară pe cîmpul magnetic, în jurul Pămîntului, dînd naștere unui curent de direcție vestică.

Se întîmplă adeseori, în timpul iernii, ca zile în șir vremea să se mențină frumoasă, dar friguroasă. Pe albastrul cerului rareori apar cîțiva nori răzleți, care dispar repede. Vîntul abia adie prin crengile desfrunzite ale copacilor, iar fumul se ridică aproape vertical spre înaltul cerului. Nopțile sînt deosebit de geroase, iar bolta cerului presărată de puzderia de stele creează un decor unic, pe care nu-l întîlnim în nici o altă perioadă a anului. Dar iată că deodată spre orizont își face apariția o pînză compactă de nori, care treptat acoperă cerul. Norii devin tot mai închiși la culoare și coboară tot mai mult. Uneori sînt atît de joși, încît vîrfurile dealurilor mai înalte de prin preajmă dispar sub mantia lor plumburie. Nu după mult timp, din ei încep să se cearnă fulgii de zăpadă. La început mai rari, apoi din ce în ce mai deși. Gerul se moaie, vîntul începe să sufle mai tare.

Toate aceste transformări petrecute în cuprinsul oceanului aerian se datorează înlocuirii unei mase de aer rece și uscată cu alta mai caldă și mai umedă. Faptul este posibil deoarece troposfera nu se prezintă ca un strat omogen, ci este împărțită în porțiuni mari, fiecare dintre acestea avînd particularitățile sale fizice proprii legate de repartiția temperaturii, umezelii, nebulozității, precipitațiilor etc. Asemenea porțiuni imense din cuprinsul atmosferei, ce posedă proprietăți fizice comune și care se deplasează ca un întreg, datorită circulației aerului poartă denumirea de *mase de aer.* Ele se desfășoară în înaltul oceanului aerian pînă la limita superioară a troposferei și tocmai de aceea au fost definite ca „porțiuni din atmosferă".

Multiplele fenomene meteorologice sînt determinate de proprietățile fizice ale maselor de aer și de interacțiunea lor.

De ce există deosebiri între masele de aer ? Acest fapt își găsește explicația din cauză că aerul atmosferic poate staționa un timp mai îndelungat deasupra unor suprafețe întinse, care au un aspect uniform. Întinsul nemărginit al oceanelor, calotele glaciale, marile suprafețe ale deșerturilor și ale stepelor sînt cele mai caracteristice regiuni unde se pot forma masele de aer. Ele împrumută principalele lor proprietăți aerului cu care vin în contact și care staționează mai multă vreme deasupra lor. Astfel, aerul de deasupra suprafețelor oceanice va fi mai bogat în umezeală, datorită conținutului mai mare de vapori de apă, în timp ce aerul ce staționează în zona deșerturilor va fi uscat și torid, avînd un conținut bogat în particule de praf în suspensie. Odată cu deplasarea dintr-o zonă în alta a globului, masele de aer vor produce schimbări în starea timpului, schimbările legate tocmai de modificarea proprietăților lor caracteristice.

Un criteriu clasic de împărțire a maselor de aer îl reprezintă regimul temperaturii. Cum e și firesc, o *masă de aer cald* este caracterizată prin temperaturi mai ridicate decît masa de aer pe care o înlocuiește. În cazul amintit la început am fost martorii înlocuirii unei mase de aer rece continental cu o masă de aer caldă și umedă de origine oceanică. La fel se poate spune, că o *masă de aer rece* este acela care ajungînd într-o regiune de pe suprafața pămîntului are temperaturi mai coborîte decît aerul pe care îl întîlnește în acel loc.

Formarea norilor, precipitațiilor, ceților și fenomenelor orajoase sînt strîns legate de gradul de stabilitate al maselor de aer. O masă de aer este *stabilă*, cînd stratul de aer din imediata vecinătate a suprafeței solului este mai rece decît cel de deasupra sa și dimpotrivă este *instabilă*, atunci cînd este încălzită puternic de jos. În primul caz își fac apariția norii stratiformi și ceața, iar precipitațiile caracteristice acestor mase de aer sînt burnițele, ploile și ninsorile slabe sau moderate. În cel de-al doilea caz iau naștere nori cu dezvoltare verticală, din care cad precipitații sub formă de aversă însoțite de cele mai multe ori de descărcări electrice și intensificări ale vîntului.

O altă clasificare a maselor de aer a fost făcută în funcție de regiunea geografică deasupra căreia iau naștere. Din

acest punct de vedere ele au fost împărțite în mase de aer *arctic* sau *antarctic, polar, tropical* și *ecuatorial*. Dar după cum lesne se înțelege, nu numai latitudinea geografică condiționează formarea maselor de aer, ci un rol determinant revine suprafeței subiacente. De aceea ținîndu-se seama de influența exercitată de natura suprafeței terestre, la clasificarea geografică a maselor de aer se adaugă și specificația de „maritim" sau „continental".

Deasupra Oceanului Înghețat și a mărilor polare din emisfera nordică se formează *masele de aer maritim arctic (mA)* extrem de reci și stabile. Deseori acest aer invadează regiuni întinse din Canada și din nordul și estul S.U.A., aducînd geruri în perioada rece a anului cînd deseori temperatura aerului coboară sub —35°C.

În nordul Siberiei și Canadei, în Alaska și uneori în nordul extrem al Europei ia naștere *aerul arctic continental (cA)*, care aduce valuri de frig pătrunzător pînă în centrul Europei, Asiei și Americei de Nord. Frigul este mult mai intens în nordul Asiei, precum și în nordul și în centrul teritoriului european al U.R.S.S. unde temperatura aerului poate coborî sub —45°C.

Continentul antarctic este locul de formare a celei mai reci mase de aer, *aerul antarctic (aA)*, foarte stabil (temperatura coboară uneori în lunga noapte polară sub —80°C !).

Masele de aer polar continental (cP) care se formează în regiunile central nordice ale Canadei, deasupra părții europene ale Uniunii Sovietice, precum și în Siberia de vest și centrală, se caracterizează prin temperaturi coborîte iarna (între —35 și —40°C) și destul de ridicate vara (între +30 și +35°C) și printr-un conținut de umiditate redus, determinînd de obicei o vreme stabilă și însorită.

Deasupra Pacificului de nord și în nordul Oceanului Atlantic iau naștere *masele de aer maritim polar (mP)*, răcoroase și bogate în umezeală, avînd tendința ca în timpul verii să fie instabile și să aducă precipitații abundente în zona limitrofă oceanelor. Temperatura aerului nu depășește vara 20—25°C, dar nici iarna nu coboară sub 0°C decît accidental.

În emisfera sudică, cam la aceeași latitudine predomină tot masele de aer maritim, mai umed însă și ceva mai rece (cu 5—6°C) decît aerul maritim polar al emisferei boreale.

Și în cazul aerului tropical există deosebiri nete între cel maritim și continental. Deasupra insulelor Azore și Hawaii, în golful Mexic și în insulele Bahamas, în sud-vestul Californiei, în regiunea insulei Sf. Elena și în Madagascar, precum și în estul Australiei, în zona coastelor vestice ale Americii de Sud, între Peru și nordul statului Chile se formează *aerul maritim tropical (mT),* foarte bogat în umezeală, cu temperaturi destul de constante de-a lungul anului (28—35°C). Deseori, deplasîndu-se spre nord, aerul maritim tropical din golful Mexic întîlnește aerul continental polar, cu temperaturi mai ridicate, din sud-estul S.U.A. La contactul dintre aceste mase de aer cu proprietăți fizice diferite, vremea capătă un aspect instabil și iau naștere furtuni și vijelii puternice.

Aerul continental tropical (cT) se formează deasupra părții de nord a Africii, Asiei Mici și Arabiei, Iranului și Pakistanului, Mexicului de nord, Texasului de vest și Arizonei, iar în emisfera australă deasupra podișului Matto-Grosso, în nordul Argentinei și în Paraguay, în Kalahari, în Australia Centrală și Vestică. Aerul fierbinte și aproape lipsit de umezeală, care la locul de formare are uneori temperaturi de 50—55°C, influențează deseori și regiunile limitrofe, aducînd secetă și... călduri tropicale.

În sfîrșit, *aerul ecuatorial (aE),* format în zona minimului de presiune, către care converg alizeele, este umed, cald și instabil, neexistînd practic o diferențiere între zonele oceanice și continentale. Masele de aer ecuatorial ce pătrund pînă în sudul și sud-estul Asiei datorită musonilor de vară, constituie o sursă permanentă de formare a ploilor torențiale în aceste regiuni.

Fronturile atmosferice

Termenul de **front** atmosferic a fost folosit pentru prima oară în 1918 de către meteorologul norvegian *J. Bjerknes,* unul din fondatorii meteorologiei sinoptice. În cercetările pe care le întreprindeau asupra condițiilor

de formare a ciclonilor extratropicali, reprezentanții școlii meteorologice norvegiene au ajuns la concluzia că de-a lungul zonei de separație între masele de aer rece și dens de origine polară și aerul umed și cald subtropical, contrastele termobarice se amplifică tot mai mult în loc să se atenueze. Această zonă de contact, care uneori se desfășoară de-a lungul a peste 1 000 km și în care se produce o adevărată „încleștare" între două mase de aer cu proprietăți fizice diferite, a căpătat numele de *front atmosferic.* Și nu este deloc exclus, ca în adoptarea acestui termen, J. Bjerknes să fi fost influențat de fronturile de luptă ale primului război mondial, în care se încleștau pe mii de kilometri lungime armatele beligeranților.

Trebuie însă să reținem de la bun început, că frontul atmosferic nu se dezvoltă la orice zonă de contact între două mase de aer. Pentru a lua naștere un front atmosferic trebuie să fie îndeplinite două condiții esențiale :

— să existe două mase de aer cu proprietăți fizice diferite, care să vină în contact ;

— circulația curenților aerieni atît la nivelul suprafeței solului, cît și în cuprinsul troposferei, să se facă în așa fel încît să păstreze cît mai strîns apropierea dintre cele două mase de aer, pentru ca parametri meteorologici (temperatura, presiunea, nebulozitatea, vîntul, umiditatea etc) de la zona de contact să ajungă treptat la o adevărată discontinuitate.

De regulă, dintre toți parametri meteorologici rolul principal îl are variația temperaturii aerului în plan orizontal. Mărimea variației temperaturii se exprimă prin valoarea *gradientului termic.* Orice proces din atmosferă care tinde să mărească acest gradient termic, va duce la formarea fronturilor atmosferice, adică la *frontogeneză.* Din contra, procesele ce vor contribui la micșorarea gradientului termic vor avea drept rezultat destrămarea fronturilor *(frontoliza).*

Dacă pe o hartă sinoptică, în care sînt înscriși principalii parametri ce definesc aspectul vremii la un moment dat, observăm de-a lungul unei zone o scădere evidentă a presiunii atmosferice, diferențe mari între valorile temperaturii aerului, apariția unei nebulozități caracteristice, o intensificare a precipitațiilor și modificări în ceea ce

privește direcția și tăria vîntului, putem fi siguri, că tot acest ansamblu de elemente converg spre apariția unui front atmosferic.

Unul din elementele cele mai caracteristice, ce anunță apropierea unui front atmosferic, este *nebulozitatea.*

Într-o zi frumoasă de vară observăm cum pe bolta albastră a cerului apar la orizont pîlcuri de nori albi, strălucitori cu forme deosebit de interesante. Unii sînt asemănători unor benzi subțiri, alții au înfățișarea unor cîrlige de undiță, de virgulă sau de gheară, alții au aspectul unui snop sau a unei tufe, ba chiar a unui uriaș schelet de pește. Toată această gamă deosebită aparține norilor *Cirrus* cu înălțimi de peste 8 000 m și precede cu 600—700 km distanță zona de contact dintre o masă de aer cald și una rece, care poartă denumirea de *front cald* (fig. 37).

Treptat cerul își schimbă înfățișarea și locul norilor Cirrus este luat de o pînză subțire și compactă de nori *Cirrostratus,* a căror înălțime este în jur de 6 000 m. Strălucirea Soarelui pălește întrucîtva. Apoi, norii devin tot mai deși, iar Soarele abia se mai zărește ca o pată strălucitoare pe bolta cerului acoperit acum de nori *Altostratus,* ce sînt etalați la o altitudine în jur de 3 000 m. Și iată că din pînza deasă a norilor încep să cadă primele picături de ploaie. Plafonul norilor coboară tot mai mult.

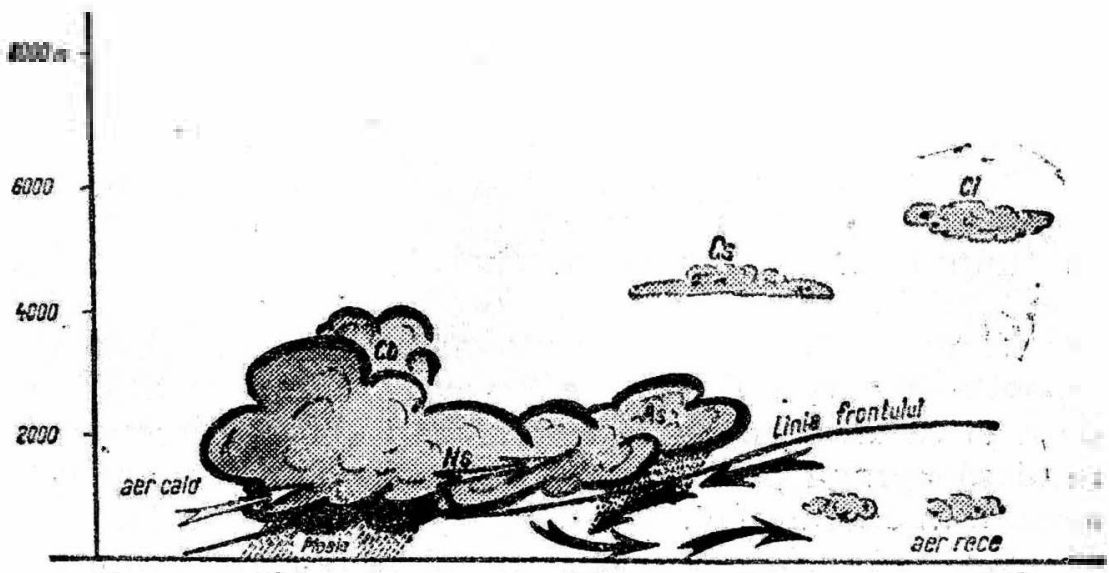


Fig. 37 Frontul cald

Norii devin mai compacți și mai denși, căpătînd acum o culoare intens cenușie. Soarele a dispărut privirii noastre. Uneori plafonul acestor nori, numiți *Nimbostratus*, ajunge pînă la 300 m în timp ce vîrfurile lor se înalță pînă la 4 000—5 000 m. Ploaia devine tot mai intensă. Vîntul începe să sufle din ce în ce mai tare, schimbîndu-și treptat direcția către dreapta. Acul indicator al barometrului aneroid se abate din ce în ce mai mult către stînga, semn că presiunea aerului este în continuă scădere.

În masa compactă a norilor Nimbostratus apar frînturi de nori *Stratus* și *Stratocumulus*, precum și franjuri risipite de nori *Stratus fractus pannus de timp rău*. Înălțimea acestor nori abia atinge 200 m deasupra pămîntului. Ploaia se cerne continuu ore în șir. Uneori, spre sfîrșitul toamnei sau în timpul iernii, precipitațiile frontului cald (ploaie, lapoviță și ninsoare) durează chiar o zi sau două. Treptat, ploaia devine mai puțin intensă, vîntul se abate din nou spre dreapta, slăbind în intensitate, iar arcul barometrului indică o ușoară creștere a presiunii. Ploaia încetează, iar pînza deasă a norilor începe să se destrame.

Toate aceste schimbări produse în aspectul vremii se datoresc alunecării unei mase de aer mai cald și mai umed, peste alta mai rece și mai densă. Contactul dintre aceste mase se produce lent, pe o pantă ușor înclinată sub un unghi nu mai mare de 10°, pe care aerul cald escaladează pătura de aer mai rece, care rămîne la suprafața solului. Ajungînd în păturile mai înalte ale atmosferei, aerul cald se va răci prin destindere, și vaporii de apă se vor condensa sau se vor sublima, luînd astfel naștere sistemele noroase amintite.

Nu trebuie neglijat și un alt element meteorologic — temperatura —, care suferă de asemenea modificări importante la zone de contact între cele două mase de aer. În timpul iernii deplasarea aerului cald va avea drept consecință slăbirea gerului, producerea dezghețului, iar uneori precipitațiile se transformă treptat din ninsoare, în lapoviță și ploaie. Dimpotrivă, vara prezența stratului gros de nori ce acoperă cerul, împiedică radiația directă a Soarelui să ajungă pe Pămînt, atenuînd valorile temperaturii aerului în cursul zilei.

Condițiile orografice au un rol important asupra evoluției elementelor și fenomenelor meteorologice legate de

deplasarea frontului cald. Dacă la trecerea peste dealuri şi coline puţin înalte, frontul cald aproape că nu suferă modificări în structura sa în schimb nu acelaş lucru se întîmplă în faţa unor catene muntoase, aşezate perpendicular pe direcţia de deplasare a sistemului frontal. În faţa lanţurilor muntoase se vor intensifica mişcările ascendente ale aerului, nebulozitatea va creşte, iar precipitaţiile vor deveni mai abundente. Odată cu escaladarea munţilor, ca urmare a mişcărilor descendente ale aerului, precipitaţiile vor înceta brusc, iar norii se vor destrăma datorită efectului de föhn.

După trecerea frontului cald vremea se ameliorează destul de repede, norii se risipesc şi pe cerul senin Soarele străluceşte puternic. Dar vremea frumoasă nu durează timp prea îndelungat. După o zi sau două, la orizont încep să se profileze nori puternic dezvoltaţi pe verticală, semănînd unor munţi uriaşi. Sînt nori *Cumulonimbus,* ce marchează contactul dintre aerul mai cald din faţa lor şi aerul rece, care urmează să-i ia locul. La început au o culoare alb strălucitoare, cu vîrfurile scînteind în lumina puternică a Soarelui. Dar iată că treptat capătă o culoare cenuşie-închisă sau chiar vineţie, devenind ameninţători. Doar vîrfurile lor, care clocotesc ca o mare agitată, mai păstrează culoarea albă. Ele devin însă tot mai neclare, mai destrămate, înconjurîndu-se de o ceaţă subţire, încît ai senzaţia că norii fumegă. Apoi, vîrfurile norilor Cumulonimbus încep să se etaleze, încît întregul sistem noros ia forma unei imense nicovale. Fulgerele încep să brăzdeze cerul, iar tunetele se aud din ce în ce mai aproape. Vîntul se stîrneşte cu furie şi ploaia începe brusc, dezlănţuindu-se cu toată puterea. Parcă şuvoaie imense de apă se desprind din înălţimea norilor şi se revarsă pe pămînt.

Această schimbare bruscă a vremii se datorează contactului dintre aerul rece şi aerul cald. Aerul rece deplasîndu-se mai repede la suprafaţa solului, întocmai unui tăvălug uriaş, ajunge din urmă aerul cald din faţa sa, pe care îl sileşte să execute o bruscă mişcare ascendentă. De-a lungul acestei zone de contact vor lua naştere puternice sisteme noroase dezvoltate pe verticală specifice *frontului rece* (fig. 38), precum şi aversele de ploaie, însoţite de descărcări electrice şi uneori de căderi de grindină.

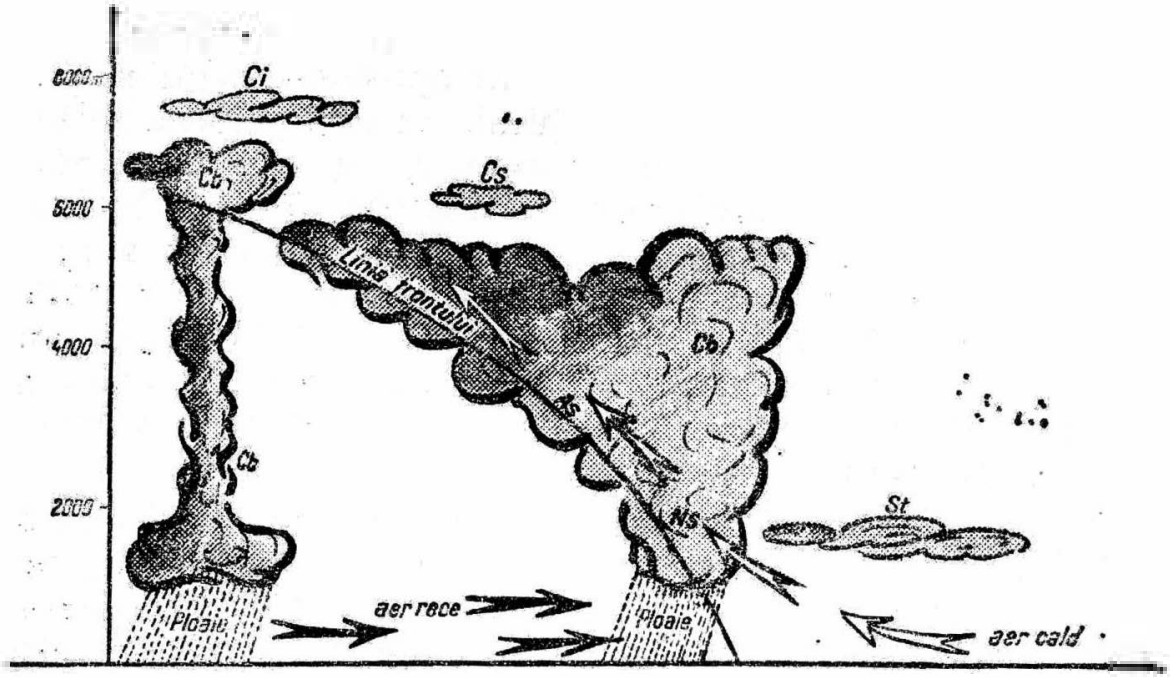


Fig. 38. Frontul rece

Pătrunderea aerului rece este urmată de o scădere bruscă a temperaturii aerului (uneori în cursul zilelor de vară cu 15—20° C). Se întîmplă ca în munţi o asemenea invazie de aer rece să transforme în scurt timp aversele de ploaie în lapoviţă şi ninsoare, chiar dacă temperatura aerului nu a coborît la 0° C. Acest lucru este posibil datorită faptului că frontul rece — la fel ca şi frontul cald — nu reprezintă doar o separaţie a două mase de aer la nivelul solului, ci se desfăşoară uneori pînă în păturile cele mai înalte ale troposferei. Norii Cumulonimbus avînd o mare dezvoltare pe verticală (10 000—12 000 m) au, după cum ştim, o structură mixtă. Pe măsură ce aerul de la suprafaţa solului se răceşte intens, ajungînd pînă la cîteva grade deasupra lui 0° C, cristalele de gheaţă în cădere pe pămînt, nu mai au timp să se topească şi astfel putem fi întîmpinaţi în plină zi de vară de averse de ninsoare.

Presiunea aerului prezintă puternice variaţii la apariţia frontului rece. Dacă în faţa frontului, acul barometrului aneroid înregistrează doar slabe fluctuaţii, o dată cu trecerea masei de aer rece, se remarcă o puternică creştere a presiunii atmosferice care uneori poate atinge 5—6 mbar, în decurs de numai cîteva ore.

Un alt element meteorologic — vîntul — va suferi importante schimbări de direcţie odată cu deplasarea zonei frontale reci. Astfel, dacă frontul rece se deplasează de la vest către est, vîntul va sufla la început moderat (cu viteze de 5—6 m/s). După trecerea frontului vîntul se roteşte spre dreapta, adică va sufla dinspre sud, tare şi în rafale cu viteze care pot depăşi uneori, chiar 20 m/s. Odată cu trecerea frontului, vîntul suferă o nouă abatere spre dreapta, suflînd de astădată dinspre sud-vest, dar slăbeşte treptat în intensitate.

După trecerea frontului rece vremea se ameliorează destul de repede. Aversele de ploaie încetează la fel de brusc cum au început şi locul norilor Cumulonimbus este luat de nori mai puţin dezvoltaţi pe verticala *(Nimbostratus)* din care mai cade timp de cîteva minute o ploaie mai puţin intensă. Apoi plafonul norilor se înalţă treptat lăsînd loc unei pînze întinse de nori *Altostratus*, ce se aşterne pe bolta cerului. Nu pentru mult timp, deoarece şi aceşti nori se risipesc şi Soarele se iveşte parcă mai strălucitor. Doar ici-colo pe albastrul cerului rămîn cîteva şuviţe răzleţe şi subţiri de nori *Cirrostratus*.

Se întîmplă însă ca vremea însorită să nu dureze prea mult, iar cerul să se acopere din nou cu nori Cumulonimbus, din care să cadă averse de ploaie însoţite de descărcări electrice. N-au o durată prea mare, dar pot fi destul de intense, fiind generate de pătrunderea unui *front rece secundar*, care ia naştere în spatele frontului rece principal.

Şi în cazul fronturilor reci, condiţiile orografice au un rol deosebit de important. Astfel, înaintînd perpendicular pe direcţia unor şiruri muntoase, aerul rece va apăsa tot mai puternic asupra aerului cald din faţa versanţilor, intensificînd mişcările ascensionale, fapt ce va determina o accentuare evidentă a nebulozităţii, precipitaţiilor şi intensificării puternice ale vîntului. Datorită aerului mai dens pe care îl transportă, frontul rece poate staţiona o perioadă mai îndelungată de timp în faţa lanţurilor muntoase comparativ cu frontul cald. Acest fapt va favoriza dezvoltarea unor mişcări descendente pe versanţii opuşi, ce vor destrăma norii frontului rece, care au escaladat munţii şi doar pe crestele înalte vor mai cădea precipitaţii slabe de scurtă durată.

Un exemplu în acest sens îl constituie zona Munţilor Apuseni, spre care adesea fronturile reci ce vin dinspre vest se deplasează perpendicular faţă de zona muntoasă. Datorită acestui fapt, adesea în timpul verii, pe versanţii vestici ai munţilor cad puternice averse de ploaie, care în timp de cîteva ore totalizează 40—60 l/m^2, în timp ce pe versanţii răsăriteni cantităţile de apă abia de însumează a 10-a parte.

Este important să reţinem că în timp ce frontul cald poate fi mai lesne de observat, deoarece este precedat cu mult înaintea declanşării precipitaţiilor de prezenţa formaţiunilor noroase ce se etalează pe cer pe o distanţă de sute de kilometri, apariţia frontului rece nu poate fi depistată decît cu cel mult 2—3 ore înainte ca fenomenele atmosferice să se declanşeze cu atîta violenţă. Ba chiar, în unele cazuri, deplasarea masei de aer se face atît de repede, încît în mai puţin de o oră după ce norii Cumulonimbus au apărut la orizont, începe şi furtuna.

Frontul rece, avînd o viteză de deplasare mai mare decît a frontului cald, îl poate ajunge din urmă. În acest caz, aerul rece ce înaintează în spatele frontului rece, va pătrunde atît pe sub aerul cald, cît şi pe sub aerul mai puţin rece din faţa frontului cald. Cu alte cuvinte aerul rece, şi dens va „sălta" deasupra sa aerul mai cald şi mai

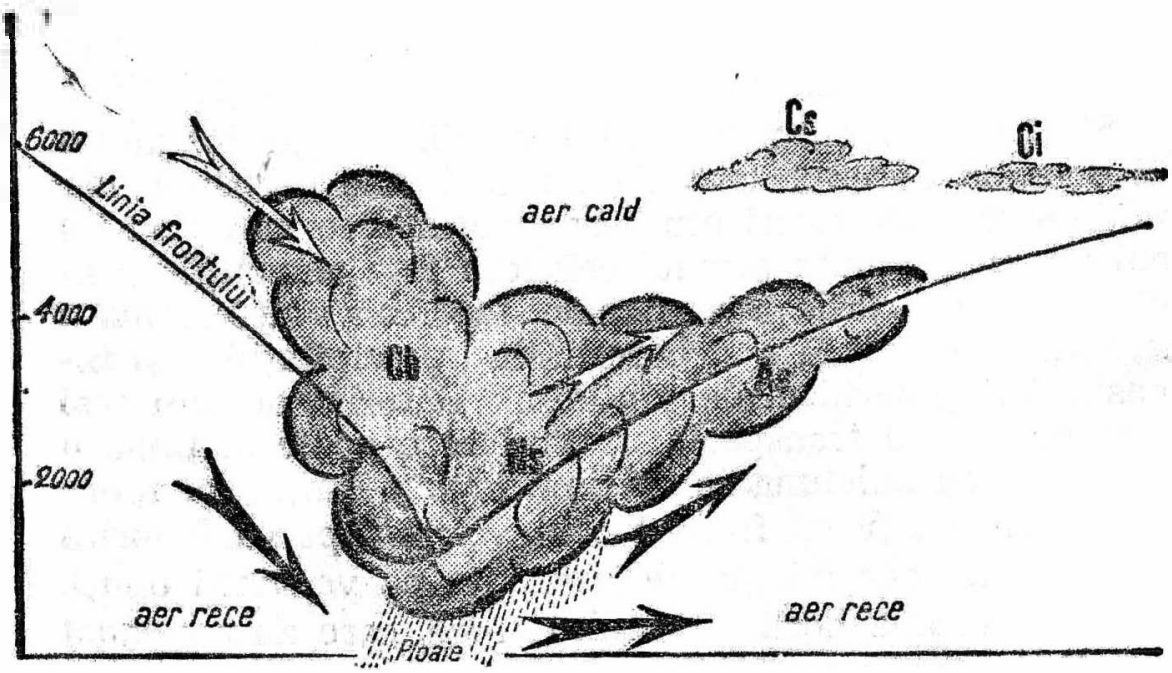


Fig. 39 Frontul oclus

umed, dînd naştere *frontului oclus,* (fig. 39). În această masă de aer eterogenă formaţiile noroase îmbracă forme foarte variate dispuse la înălţimi diferite. Apar atît nori *Cumulonimbus,* este drept cu o dezvoltare verticală ceva mai redusă (6—8 km) cît şi nori *Nimbostratus* şi *Stratus fractus pannus de timp rău,* din care cad precipitaţii sub formă de aversă, alternînd cu cele continue, ba uneori chiar şi sub formă de burniţă. De regulă, frontul oclus menţine vremea închisă şi umedă zile în şir, mai ales către sfîrşitul toamnei şi în timpul iernii.

Ciclonii şi anticiclonii

Presiunea atmosferică este un element deosebit de variabil atît în spaţiu, cît şi în timp. Cauzele ce determină modificările în cîmpul baric se datoresc transformărilor energetice din oceanul aerian determinate de energia solară, de schimbul turbulent între diferite pături de aer ale atmosferei şi de circulaţia generală a aerului.

Dacă analizăm o hartă în care sînt înscrise valorile presiunii atmosferice la un moment dat pe suprafaţa globului sau chiar pe suprafaţa unui continent, vom observa, că ele diferă de la o regiune la alta. Dacă unim valorile egale ale presiunii aerului prin *izobare,* trasate convenţional din 5 în 5 mbar, se va delimita o serie de formaţiuni barice, de care am luat deja cunoştinţă : cicloni, anticicloni, talveguri, dorsale etc. Iar dacă am urmări o succesiune de asemenea hărţi ne va fi lesne să observăm formarea, dezvoltarea sau slăbirea regiunilor de joasă şi ridicată presiune atmosferică.

Dintre formaţiunile barice enumerate, ciclonii şi anticiclonii reprezintă adevărate nuclee ale circulaţiei generale a atmosferei. Toate transformările energetice din cuprinsul oceanului aerian, schimbul turbulent între diferitele pături de aer, migrările maselor de aer dintr-o regiune mai caldă spre una mai rece şi invers îşi găsesc explicaţia în interacţiunea continuă şi reciprocă dintre aceste principale formaţiuni barice, pe care le putem numi *perturbaţiile majore ale atmosferei.*

Nu trebuie însă să înţelegem că aceste perturbaţii sînt legate doar de structura cîmpului baric, de la nivelul solu-

lui, ci trebuie să le privim și ca rezultat al modificărilor ce survin în cuprinsul troposferei. Iar dacă adăugăm la aceste considerente și cea de a patra dimensiune — timpul — trebuie să admitem că ciclonii și anticiclonii reprezintă *forme cvadridimensionale,* dezvoltate în spațiu și timp în cuprinsul atmosferei.

Ciclonii sau depresiunile barice (fig. 40 a și b) care iau naștere în zonele temperate ale planetei și care se numesc *cicloni extratropicali* și au de obicei formă eliptică sau circulară. De regulă izobara care conturează către exterior ciclonul are valoarea de 1 015 mbar. În ciclon circulația aerului este inversă acelor unui ceasornic în emisfera boreală (a) și în sensul acelor ceasornicului în emisfera australă (b). Ciclonii pot avea dimensiuni diferite : cînd sînt limitați de o singură curbă, diametrul lor este cuprins între 100—200 km ; în schimb cînd sînt foarte adînci, înscriind un număr mare de curbe concentrice, diametrul lor poate atinge 2 500—3 000 km, ba uneori și mai mult.

Presiunea atmosferică poate coborî în centrul unor cicloni puternic dezvoltați pînă la valori sub 950 mbar. De obicei frecvența ciclonilor este de trei ori mai mare în anotimpul rece al anului comparativ cu cel cald. Cei mai puternici gradienți barici apar în sectorul sud-vestic al ciclonului, adică în partea posterioară, ținînd seama de di-

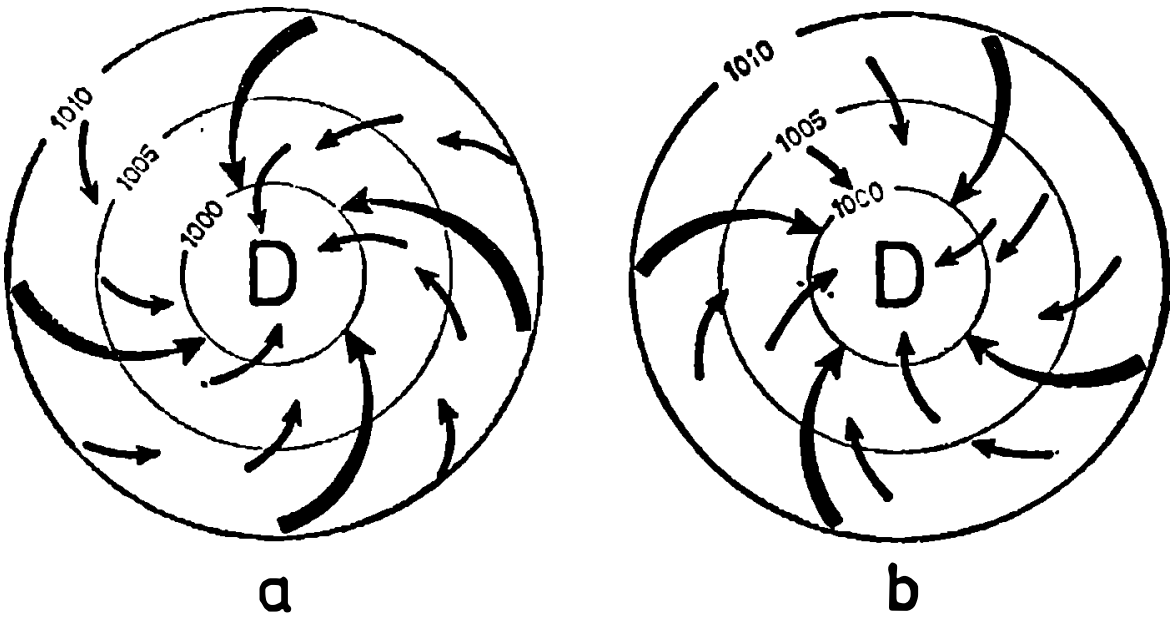


Fig. 40 Circulația aerului într-un ciclon : în emisfera boreală (a) și australă (b)

recția normală a deplasării lor, de la vest către est. Sectorul anterior al ciclonului este *sectorul cald*, unde se dezvoltă fronturile calde, în timp ce partea posterioară formează *sectorul rece*, caracterizat prin prezența fronturilor reci. La periferia ciclonilor extratropicali viteza vîntului poate depăși 30 m/s, în timp ce în centru vîntul este foarte slab, circulația orizontală fiind anihilată de cea verticală. Viteza de deplasare a ciclonilor atinge normal 30—40 km/h, dar uneori poate ajunge pînă la 80 km/h.

În *anticicloni sau maxime barometrice* (fig. 41 a și b) mișcarea particulelor de aer se face în sensul rotației acelor ceasornicului în emisfera nordică (a) și în sens invers în cea sudică (b). Dimensiunile anticiclonilor depășesc de obicei pe cele ale ciclonilor, putînd acoperi suprafețe de peste 10 000 000 km². De pildă, anticiclonul ruso-siberian se dezvoltă în timpul iernii peste toată jumătatea de nord a continentului asiatic, în partea europeană a U.R.S.S.-ului, ajungînd pînă în Europa Centrală și sud-estică, iar în timpul verii anticiclonul azoric acoperă deseori aproape întreaga jumătate de nord a Atlanticului.

Presiunea atmosferică în centrul anticiclonului este deobicei de 1 020—1 030 mbar, dar în cazurile de excepție (anticiclonul ruso-siberian) poate atinge sau chiar depăși 1 070 mbar. Gradienții barici cresc de la centru, unde sînt

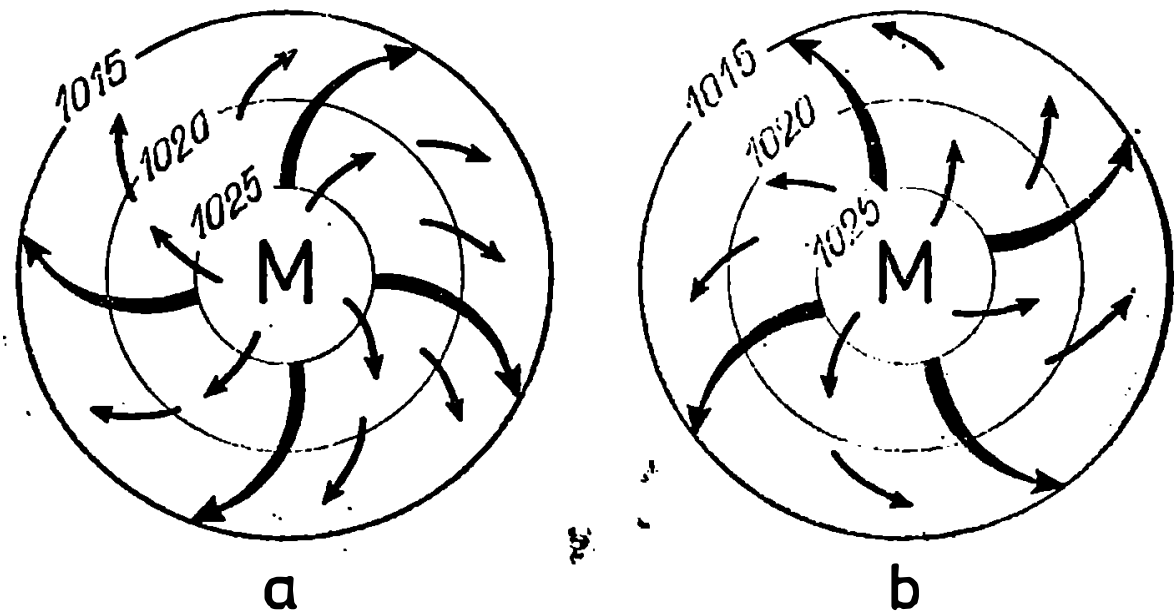


Fig. 41. Circulația aerului într-un anticiclon : în emisfera boreală (a) și australă (b)

foarte slabi către periferie unde viteza vîntului ajunge să depășească 20 m/s. Cei mai mari gradienți îi întîlnim în partea anterioară a anticiclonului, dar uneori și în sectorul posterior, cum este cazul, dorsalei sud-vestice a anticiclonului ruso-siberian, ce înaintează pînă în regiunea țării noastre, dînd naștere crivățului. Viteza de deplasare a anticiclonilor este în medie de 25 km/h, dar în cazul anticiclonilor mobili ea poate ajunge pînă la 60—70 km/h.

În mod normal, partea anterioară a anticiclonului este mai rece decît cea posterioară, ca urmare a pătrunderii aerului mai rece dinspre poli, în timp ce sectorul posterior se află deobicei, sub influența aerului mai cald de origine tropicală.

Ținînd seama de influența lor asupra modificărilor ce survin în aspectul vremii în zonele temperate, ciclonii și anticiclonii au constituit încă din secolul trecut, un obiect de cercetare al meteorologilor.

La început s-a crezut că perturbațiile barice din zona temperată a Pămîntului iau naștere în aceeași masă de aer, ca urmare a mișcărilor ascendente (ciclonii) sau descendente (anticiclonii). Aceasta a fost *ipoteza termică* sau *convectivă*, infirmată pe la mijlocul secolului al XIX-lea de amiralul englez *Robert Fitzroy* (1805—1865), care considera că formațiunile barice majore din cuprinsul oceanului aerian sînt rezultatul apropierii a doi curenți de aer diferiți, în primul rînd din punct de vedere termic. Abia în 1880, meteorologii *Möhn* și *Brown* reiau ipoteza lui Fitzroy, arătînd că în ciclon aspirația aerului cald se face în partea-sa anterioară, iar a celui rece în cea posterioară, dovedind în acest fel disimetriile termice ale acestor formațiuni barice. În 1900, *Bigelow*, și în 1911, *Fischer*, au dovedit că ciclonii sînt rezultatul influenței a două mase de aer cu proprietăți diferite ce vin în contact datorită modificărilor care se produc în circulația generală a atmosferei.

Cercetările asupra genezei ciclonilor și anticiclonilor extratropicali au continuat cu mai multă intensitate în cel de-al II-lea deceniu al secolului al XX-lea, datorită școlii norvegiene condusă de *J. Bjerknes* și *H. Solberg*, ce au elaborat în 1920 *teoria ondulatorie*. Conform acestei teorii, ciclonii iau naștere în lungul suprafețelor frontale, ca urmare a formării unor ondulații (unde) care la început se

deplasează în lungul izobarelor. Unele dintre aceste unde au lungimi ce nu depășesc 300 km și se sting repede, în timp ce altele, cu lungimi de undă cuprinse între 300 și 1 000 km nu mai revin la forma lor inițială, generînd prin separarea unui sector cald în partea anterioară și unul rece în cea posterioară, ciclonii extratropicali.

Doi ani mai tîrziu J. Bjerknes și H. Solberg explică evoluția ciclonului, la care disting trei etape :

— *stadiul de tinerețe,* în care apar primele izobare închise și iau naștere fronturile atmosferice. Ciclonul astfel format se caracterizează printr-o asimetrie termică și are gradienții barici mai mari în sectorul cald ;

— *stadiul de maturitate,* cînd ciclonul se adîncește devenind un veritabil vîrtej cu multe izobare închise și în care energia sa potențială se transformă în energie cinetică. Asimetria termică este bine marcată, iar viteza circulației ciclonice crește, ajungînd la maximum ;

— *stadiul de ocludere* apare în momentul în care are loc contopirea fronturilor, aerul mai cald fiind „săltat" în partea superioară a ciclonului, unde formează o pătură termică stabilă, ce împiedică mișcările ascensionale specifice depresiunilor barice. Energia cinetică a ciclonului se consumă treptat, viteza circulației ciclonice scade, izobarele se răresc și ciclonul se stinge.

Teoria ondulatorie, care s-a bucurat de mare succes la vremea sa, n-a putut dovedi mecanismul și cauzele formării undelor frontale lungi și nu a adus nimic nou în teoria formării anticiclonilor. Pe măsura dezvoltării mijloacelor tehnice mai perfecționate de sondare a atmosferei, meteorologii sovietici *H.P. Pogosian* și *N.L. Taborovski* au elaborat, între 1936—1938, *teoria advectivo-dinamică* asupra formării ciclonilor și anticiclonilor. Cei doi cercetători au făcut corelații între variațiile cîmpului presiunii atmosferice și temperaturii aerului din troposferă, cu cele ale cîmpului baric de la nivelul solului. Ei descoperă că variațiile presiunii de la nivelul solului sînt provocate de cauze advectivo-dinamice Advecția determină deplasarea ciclonilor și anticilonilor ca urmare a variațiilor termice din cuprinsul oceanului aerian, în timp ce formarea și ocluderea acestor formații are loc datorită divergenței sau convergenței curenților de aer din troposferă.

După 1960 cercetările au fost axate îndeosebi pe interpretarea diferențiată a mișcărilor particulelor de aer din atmosferă. Astfel, s-a elaborat *metoda turbionară* ce se bazează pe faptul că mișcarea particulelor de aer la scară mare în cuprinsul atmosferei are pe de o parte un caracter laminar (evasiorizontal), iar pe de altă parte un caracter turbionar. Cu alte cuvinte, odată cu mișcarea de translație a particulelor de aer are loc și o mișcare de rotație. Această metodă consideră elementul esențial în formarea ciclonilor și anticiclonilor *caracterul baroclin* al atmosferei, în care suprafețele izobarice (de presiune) și cele izotermice (de temperatură) nu coincid. Datorită acestei necoincidențe între suprafețele izotermice și izobarice vor lua naștere advecții termice de-a lungul liniilor de curent ce vor duce la formarea sau destrămarea perturbațiilor barice.

Starea vremii diferă în cuprinsul celor două formații barice principale. În cazul ciclonului aspectul vremii este foarte variat după structura sistemului de fronturi care l-a generat. Partea anterioară a ciclonului se află în aria de activitate a frontului cald și se caracterizează printr-o vreme umedă și închisă, cu precipitații continue. După trecerea frontului cald, vremea se ameliorează, precipitațiile încetează iar sistemele noroase se destramă. Partea posterioară a ciclonului, influențată de evoluția fronturilor reci (principale și secundare) se caracterizează printr-o instabilitate pronunțată a vremii — îndeosebi în semestrul cald al anului — cu predominarea averselor de ploaie, însoțite deseori de descărcări electrice și intensificări ale vîntului. În cazul în care ciclonul se află în stare de ocludere, vremea se menține de regulă umedă, iar precipitațiile cu caracter continuu, pot alterna cu cele sub formă de aversă.

Dacă în cicloni evoluția vremii este determinată de zonele frontale specifice acestor perturbații barice, în anticicloni timpul depinde în mare măsură de proprietățile maselor de aer, care participă la formarea centrului baric de presiune atmosferică ridicată, dar și de dezvoltarea sa în altitudine, precum și de caracteristicile suprafeței subiacente. Mișcările descendente, cît și divergența particulelor de aer din apropierea solului, mențin o vreme frumoasă, cu cerul senin, îndeosebi în zona centrală a anti-

ciclonului. În cazul în care umezeala aerului este mare, se pot forma, în anotimpurile de tranziție, norii stratiformi din care cad burnițe și ploi slabe, iar în timpul verii, datorită încălzirii puternice a suprafeței solului, iau naștere nori cumuliformi. Și tot vara, datorită răcirii nocturne, în aerul cu umezeală mai ridicată se produc cețuri de radiație, mai ales în depresiunile intramontane, cețuri ce dispar odată cu răsăritul Soarelui. Iarna, în schimb, cețurile de radiație se pot menține zile în șir.

Către periferia anticiclonului vremea va îmbrăca aspectul oarecum asemănător cu partea ciclonului cu care se învecinează. Spre partea anterioară a anticiclonului, vremea va avea, de regulă, un caracter instabil, datorită influenței părții posterioare a ciclonului, care-l precede. În același timp în partea posterioară a anticiclonului cerul va fi mai mult noros și vor cădea de regulă precipitații cu caracter continuu, specifice sectorului anterior al ciclonului care-l succede.

Ciclonii tropicali

În regiunile calde ale globului, într-o vastă arie cuprinsă aproximativ între 5—20° lat. N. și S., iau naștere cele mai cumplite perturbații atmosferice, *ciclonii tropicali.*

Despre existența ciclonilor tropicali europenii luaseră cunoștință din relatările navigatorilor, care se avîntaseră cu corăbiile lor de-a lungul și de-a latul oceanelor. Multe însemnări păstrate din acele timpuri povestesc despre înspăimîntătoarele furtuni iscate în apele oceanelor, ce ridicau valuri imense și scufundau într-o clipă caravelele încărcate cu aur și mirodenii. Alteori, aceste cumplite dezlănțuiri ale naturii se abăteau asupra uscatului distrugînd totul în calea lor. Astfel au rămas cunoscute dezastrele produse de ciclonul care în aprilie 1737 a „măturat" țărmurile golfului Bengal, făcînd să piară sub valurile uriașe de 7—8 m peste 300 000 de oameni, sau de uraganul din 10 noiembrie 1780 care a devastat complet insulele Barbados, Santa Lucia și Martinica din arhipelagul Antilelor Mici, cauzînd moartea a mii de oameni și scufundînd peste 400 de vase.

Despre geneza acestor cumplite perturbații ale naturii s-au făcut primele ipoteze abia pe la 1831, cînd meteorologul englez *William Redfield* le consideră ca fiind niște mișcări turbionare cu diametrul redus uneori la cîțiva zeci de km, în care deplasarea aerului se efectuează în sens invers acelor unui ceasornic, cu viteze ce depășesc de regulă 200 km/h. Această idee este aprofundată mai apoi de meteorologul american *James Espy* (1785—1860), care studiază îndeosebi puternicele uragane din Marea Caraibilor și din golful Mexic.

După 1930 meteorologul suedez *E. Palmen* a făcut o serie de ample cercetări asupra genezei și deplasării ciclonilor tropicali, iar în 1948 a publicat o schemă generală a traiectoriilor acestora.

Studii mai recente asupra ciclonilor tropicali au fost făcute de meteorologii americani *J. Charney, W. Gray, S. Rosenthal,* precum și de meteorologii japonezi *Y. Kurihara* și *R. Tuleya.*

Ciclonii tropicali se manifestă deseori pe o arie destul de întinsă, deoarece din zonele de formare se deplasează cu viteze care uneori pot depăși 100 km/h pe diferite traiectorii, devastînd vaste regiuni din sudul și sud-estul Asiei, nordul Australiei, vestul Americii Centrale, sud-estul Statelor Unite ale Americii, insulele din Marea Caraibilor și partea de est a Mexicului, Madagascarul și țărmurile Mozambicului (fig. 42).

După zona geografică în care ei se manifestă poartă diferite denumiri : *hurricane* sau *uragane antilice* în golful Mexic și Marea Caraibilor ; *taifunuri,* pe coastele răsăritene ale R. P. Chineze și în sudul Japoniei ; *baguios* în insulele Filipine, *willy-willies* în nordul Australiei ; *orcane* în sudul Asiei etc.

Ciclonii tropicali pot lua naștere aproape în tot cursul anului, dar maximum lor de activitate se desfășoară în perioadele iulie-septembrie în nordul Oceanului Indian, zona Caraibilor și în sud-estul Asiei, și februarie-aprilie pentru partea de nord a Australiei. În regiunile amintite ciclonii tropicali se formează datorită umezelii foarte mari și a temperaturilor deosebit de ridicate (27—30°C) de la suprafața oceanelor, care favorizează producerea unor mișcări convective deosebit de puternice. Ei sînt antrenați apoi

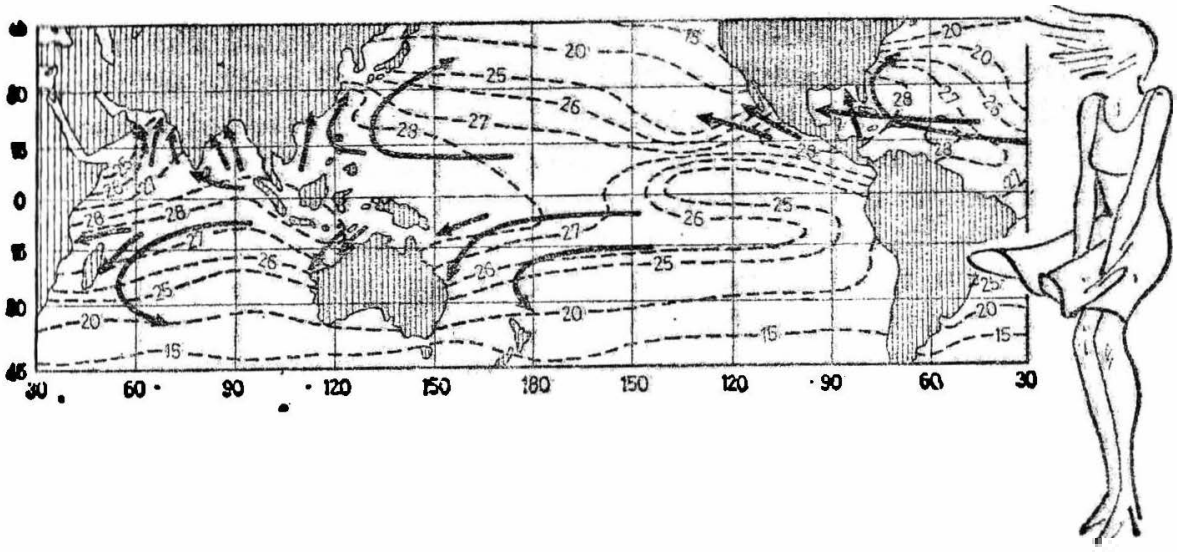


Fig. 42 Aria de manifestare a ciclonilor tropicali

de vînturile musonice pînă în zonele continentale. Spre deosebire de ciclonii care activează în regiunile temperate ale globului, ciclonii tropicali se caracterizează printr-o arie foarte restrînsă, ce rareori poate depăşi în diametru 150—300 km. În schimb, presiunea aerului ajunge în centrul ciclonului pînă la 930—960 mbar, iar viteza vîntului depăşeşte de regulă 200 km/h, în unele cazuri atingînd chiar 250—300 km/h.

De obicei, trecerea unor astfel de cicloni este precedată de apariţia norilor *Cirrus*, pentru ca în scurt interval de timp norii *Cirrostratus* şi *Altostratus* să acopere cerul. Căldura devine sufocantă, presiunea aerului scade vertiginos (uneori cu 20 mbar într-o oră !). Pe cer se profilează deodată o masă întunecată de nori *Nimbostratus*. Vîntul se dezlănţuie cu furie, atingînd 120—130 km/h şi începe să plouă torenţial. Ploaia poate dura o oră sau două, după care un calm aproape nefiresc cuprinde totul. Cerul se înseninează dintr-odată, temperatura aerului creşte brusc, vîntul încetează să mai sufle. Este momentul în care trece centrul ciclonului sau „ochiul furtunii", ce poate fi comparat cu golul de aer în formă de pîlnie, care ia naştere în centrul unui vîrtej de apă. Dar nu trece mai mult de o jumătate de oră şi un nou zid uriaş de nori se apropie, parcă mai ameninţător, purtînd cu el întreg ansamblul de fenomene ce caracterizează sectorul posterior al ciclonului. Acum teribilul uragan se dezlănţuie cu şi mai multă

intensitate. Un adevărat potop de apă se revarsă din norii *Cumulonimbus*, care în mai puțin de o oră poate totaliza mai mult de 250 l/m^2 de precipitații. Cerul este tot timpul luminat de fulgerele ce se succed aproape fără întrerupere, iar tunetele se îngînă unele cu altele. Temperatura aerului scade în numai cîteva minute cu 15—20°C, iar vîntul pornit cu o furie nestăvilită, distruge totul în calea sa avînd o viteză de 200—250 km/h. În cîteva minute tăria cumplită a vîntului aruncă din loc oameni și animale, smulge copacii, răstoarnă trenuri și autovehicule, dărîmă case, iar în largul oceanului sau la țărm ridică valuri de 5—6 m înălțime, ce scufundă nave chiar de tonaj mediu. Zeci de mii de tone de apă sînt împinse de pe ocean, inundînd pe mai mulți km în interior, uscatul.

În ultimii 15 ani o serie de uragane deosebit de violente s-au succedat cu o frecvență foarte mare asupra Asiei de sud și de sud-est, precum și în sudul Statelor Unite ale Americii și cu toate că au putut fi depistate din timp cu ajutorul imaginilor primite de la sateliții meteorologici sau prin radar, ele au produs pe lîngă considerabilele distrugeri materiale și pierderea a numeroase vieți omenești. Tocmai pentru a evita asemenea dezastre se fac o serie de cercetări în scopul găsirii unor posibilități de a se distruge din timp focarul ciclonilor tropicali, pentru a le micșora cît mai mult puterea lor distructivă.

De mai multe ori în cursul unei zile, posturile de radio și televiziune transmit date despre starea vremii [1], precum și prognoza zilei de mîine. Majoritatea ziarelor au o rubrică specială rezervată buletinului meteorologic. În literatura de specialitate au apărut și continuă să apară o serie de lucrări consacrate celor mai recente cercetări întreprinse de specialiștii din toată lumea în scopul descifrării tainelor naturii, legate de starea timpului.

E firesc să fie așa, deoarece de starea vremii depind zborurile avioanelor, circulația rutieră și feroviară, transporturile navale, receptivitatea la radio și la televiziune, transmiterea energiei electrice, cele mai diverse lucrări din agricultură și multe alte activități ale omului.

Pe pămînt nu se află nici o ființă vie care să nu fie supusă influențelor vremii, iar multe evenimente din istoria omenirii s-au petrecut în strînsă interdependență de condițiile meteorologice locale. Adeseori ne întrebăm de ce ieri cerul a fost senin, iar astăzi norii întunecați l-au acoperit și a început să plouă ? De ce s-a pornit vîntul cu atîta furie, smulgînd copacii din rădăcini ? De ce anul trecut iarna a fost atît de blîndă și aproape lipsită de zăpadă, iar anul acesta a fost atît de aspră, cu ninsori abundente și viscole, care au înălțat nămeții cît casa ?

Încă din timpuri care se pierd undeva la hotarul dintre preistorie și istorie, pe omul primitiv a început să-l

[1] Vremea reprezintă rezultanta fenomenelor și proceselor fizice din atmosferă determinate de radiația solară, circulația maselor de aer și influența suprafeței subiacente. Noțiunile de *vreme* și de *timp* au aceeași semnificație în meteorologie.

preocupe cunoașterea fenomenelor din atmosferă, deoarece vremea constituia unul dintre elementele hotărîtoare ale existenței sale. De la simpla observare a fenomenelor naturii, mai ales ale acelor care produceau neajunsuri, omul a găsit apoi, treptat, corelația care există între timp, dezvoltarea vegetației și acțiunile viețuitoarelor.

Mai tîrziu, prin transmiterea observațiilor din generație în generație, la început oral apoi prin scris, omul a încercat, timid, să formuleze primele legi ale evoluției timpului și să stabilească primele reguli de prevenire a vremii. Filosofii lumii antice : Pitagora, Leucip, Euclid, Lucrețiu, Aristotel etc. au lăsat primele documente scrise în acest sens, dar lipsa mijloacelor de investigare mai profundă a uriașului laborator al naturii nu le-a permis să ajungă la rezultate concludente. Încă multe secole după aceea, progresele realizate de om în drumul destul de anevoios al descifrării tainelor oceanului aerian s-au dovedit neînsemnate. Abia după introducerea observațiilor instrumentale s-a creat un suport material, care a adus un adevărat impuls meteorologiei, știință ce de-abia de acum începea să se afirme. Astfel, vremea încetează de a mai fi un subiect pentru amatorii de senzațional și începe să devină un obiect de studiu.

Dacă ar fi existat o rețea de informare meteorologică...

Cu toate progresele realizate către sfîrșitul secolului al XVIII-lea și începutul secolului al XIX-lea, în practica observațiilor instrumentale un eveniment deosebit a făcut să impulsioneze, ba mai mult decît atît, să reclame interesul general pentru știința prevederii timpului. Acest eveniment este legat de campania din Crimeea (1854—1856) din timpul războiului purtat de Rusia împotriva Franței, Angliei și Turciei.

În toamna anului 1854, flota anglo-franceză a început asediul Sevastopolului, principalul port militar al Rusiei

de pe coasta Mării Negre. La 14 noiembrie, o furtună nemaipomenit de violentă, declanşată în Marea Neagră, s-a abătut cu toată furia asupra flotei aliate care staţiona în faţa Balaklavei. Lanţurile groase de oţel ale ancorelor s-au rupt ca sforile sub puterea vijeliei. Corăbiile au devenit jucăria valurilor începînd să se ciocnească unele cu altele, tunurile de oţel au fost smulse din locul lor distrugînd tot ce întîlneau în cale. Corăbiile s-au scufundat una după alta sau au fost aruncate spre ţărm, eşuînd pe bancurile de nisip. În cîteva ore, flota engleză a pierdut 32 de vase, printre care şi „Prinţul Negru", mîndria marinei regale. A pierit înghiţit în valurile mării vasul-amiral al flotei franceze, „Henric al IV-lea", împreună cu alte 26 de vase. Este de la sine înţeles deprimarea care a cuprins pe anglo-francezi ! A început chiar să se vorbească despre încetarea războiului.

Pentru a elucida cauzele acestei nemaipomenite catastrofe, ministrul de război al Franţei, mareşalul Jean-Baptiste Philibert Vaillant, l-a însărcinat pe cunoscutul astronom *Urbain Le Verrier* (1811—1877), directorul Observatorului astronomic din Paris, care era la curent cu cele mai noi realizări ale meteorologiei. Le Verrier s-a adresat tuturor oamenilor de ştiinţă care făceau observaţii meteorologice în acea vreme. Căpătînd datele necesare, el a însemnat apoi pe o hartă starea timpului în diferite locuri din Europa cu cîteva zile înainte ca furtuna să se declanşeze în Marea Neagră. Astfel, Le Verrier a constatat că furtuna a luat naştere tocmai în vestul Mării Mediterane şi după ce a străbătut Marea Adriatică şi peninsula Balcanică, abia după trei zile a pătruns în Marea Neagră. Consecinţele acestei dezlănţuiri a naturii puteau fi, deci, evitate, dacă ar fi existat *o reţea de informare meteorologică*. La 16 februarie 1855, Le Verrier prezintă împăratului Napoleon al III-lea proiectul înfiinţării primei reţele meteorologice pe teritoriul Franţei, a cărei organizare a fost terminată în 1856. Reţeaua s-a extins apoi datorită creării unor reţele similare în Anglia, Germania, Austria, Rusia etc. În 1860, amiralul *Robert Fitz-Roy* întocmeşte

în Anglia primele hărți meteorologice, folosind datele primite din țările Europei. Zece ani mai tîrziu, Congresul Statelor Unite ale Americii aprobă înființarea unui serviciu de avertizări pentru oraje și furtuni, folosind în acest scop corpul telegrafiștilor militari *(Signal Service U. S. Army)*. Începutul de drum fusese făcut.

Zeci de mii de telegrame

Cum va fi vremea mîine ? Iată o întrebare pe care ne-o punem cu toții, aproape în fiecare zi ! O întrebare simplă în aparență, dar pentru a căpăta un răspuns nu e tocmai ușor. Pentru a prevedea dacă cerul va fi senin sau noros, dacă va ploua sau nu, dacă vîntul va sufla slab sau în rafale trebuie să cunoaștem fenomenele atmosferice care au loc pe o suprafață mult mai mare decît a regiunii unde locuim. Un singur om n-ar reuși să facă așa ceva ! De aceea sînt necesari mii și mii de ochi de pe o întreagă emisferă a Pămîntului care să observe neclintit și încontinuu aproape toate elementele timpului.

Știința a mai dovedit apoi că pentru a ști cum va fi timpul mîine, trebuie să cunoaștem mai întîi cum este vremea astăzi, cum a fost ieri sau alaltăieri nu într-o singură localitate, ci pe o suprafață cît mai extinsă.

Există pe glob peste 9 000 de stații meteorologice dotate cu aparatură cît mai perfecționată pentru a cerceta din oră în oră și uneori chiar cu o frecvență mai mare gradul de acoperire cu nori a cerului, presiunea atmosferică, direcția și intensitatea vîntului, umezeala și temperatura aerului etc. Lor li se adaugă observațiile meteorologice efectuate cu ajutorul avioanelor comerciale și de recunoaștere, precum și a navelor marine dotate cu aparatură special adecvată. Sînt notate toate fenomenele mai importante din atmosferă : furtunile, grindina, ploaia, ninsoarea, ceața, bruma etc. Aparate speciale înregistrează atît cele mai ridicate, cît și cele mai scăzute temperaturi ale aerului, rafala maximă a vîntului, durata de strălucire a Soarelui, cantitățile de precipitații căzute la diferite in-

tervale de timp etc. În interesul agriculturii, majoritatea stațiilor notează temperatura solului la diferite adîncimi, umezeala din sol, iar la stațiile meteorologice de pe malul mării sau al lacurilor se înregistrează temperatura și nivelul apei, viteza diferiților curenți marini etc.

Prin observații amănunțite asupra vitezei și direcției vîntului, asupra presiunii, temperaturii și umidității aerului pînă la înălțimi de 25—30 km, uneori și mai mult, făcute cu ajutorul baloanelor pilot dotate cu aparate speciale (a căror date sînt recepționate apoi de către stațiile meteorologice de pe Pămînt) este posibilă investigarea oceanului aerian pînă la mari altitudini. Un rol deosebit în acest sens îl are importantul volum de date care provin de la rachetele și sateliții meteorologici.

Munca observatorului de la stațiile meteorologice nu este deloc ușoară. El trebuie să facă observațiile încontinuu, indiferent de starea timpului și adesea vremea nu este deloc propice pentru a culege datele respective. În zonele de munte, unde stațiile meteorologice de obicei sînt așezate pe culmile cele mai înalte, în bătaia necontenită a vîntului sau a viscolelor, ori în mijlocul deșerturilor sau al întinderilor de gheață ale Antarcticei, unde condițiile de viață sînt cît se poate de dificile, meteorologii dau dovadă de multă cutezanță.

Sînt și multe locuri unde datorită condițiilor climatice deosebit de grele, omul n-ar putea rezista vreme îndelungată. În aceste împrejurări munca specialiștilor meteorologi a fost mult ușurată de tehnica modernă, care a creat stațiile automate. Dotate cu aparatură deosebit de complexă ele înregistrează și transmit, automat, la stațiile colectoare sau cu ajutorul sateliților meteorologici datele asupra principalelor elemente și fenomene meteorologice. Asemenea stații s-au instalat în deșerturi, în pădurile de nepătruns, pe insule stîncoase nelocuite, pe banchizele de gheață în derivă, pe vîrfurile celor mai înalți munți. Ele nu sînt controlate decît de două-trei ori pe an ; în restul timpului lucrează automat. La noi în țară există trei stații meteo automate : la Vf. Pietrosul Rodnei, în munții Parîng și Cozia.

Varietatea de date asupra stării timpului într-un anumit loc, la o anumită oră de observație, este transmisă centrelor colectoare, iar de aici institutelor meteorologice. Transmiterea se face prin telefon, prin radio sau prin telex. Institutele meteorologice din toate țările aflate în emisfera nordică sau în cea sudică a Pămîntului au o permanentă legătură între ele, transmițînd și recepționînd mesajele despre starea vremii de cel puțin patru ori pe zi.

Datele asupra stării vremii sînt transmise cifrat, după un anumit cod, numit *cod sinoptic*.[1] Dacă transmiterea mesajelor s-ar face prin cuvinte, atunci recepționarea lor ar dura un timp prea îndelungat, iar elaborarea prevederii timpului n-ar mai fi eficientă. Și ar mai fi încă un neajuns : faptul că pe suprafața planetei se vorbesc nenumărate limbi, ar necesita zeci de traducători pentru a descifra conținutul mesajelor primite din cele mai îndepărtate colțuri ale lumii. De aceea se folosesc simbolurile convenționale „literare", care apoi sînt cifrate. Iată cum arată o asemenea telegramă: *Iliii — Nddf$_m$f$_m$ — VV$_W$$_W$W — PPPTT — N$_hC_LhC_MC_H$ — TdTdapp.*

Pe telegrama sinoptică propriu-zisă literele vor fi înlocuite cu cifre. Să presupunem, că am avea în față o astfel de telegramă :

15420 81802 96616 16110 6742X 10202

Să încercăm să descifrăm aceste cifre. În prima grupă se arată locul unde s-a făcut observația : *15* înseamnă România, iar *420* indicativul stației meteorologice București-Băneasa.

Grupa a doua dă indicații asupra gradului de acoperire a cerului asupra direcției și intensității vîntului : 8 — cer complet acoperit ; *18* — vîntul suflă din sud ; *02* — viteza vîntului este de 2 m/s.

A treia grupă ne informează asupra mărimii vizibilității orizontale : *96* adică vizibilitatea este bună, pînă la 8 km ; asupra fenomenelor meteorologice care se produc

[1] Din 1982 se preconizează să intre în vigoare noul cod sinoptic, în care vor apare unele modificări, față de structura celui actual.

în ora de observație : *61* — ploaie slabă continuă și asupra fenomenelor care s-au produs în urmă cu 3 ore : *6* — ploaie.

Grupa a patra cuprinde date asupra presiunii atmosferice : *161* înseamnă că valoarea presiunii este egală cu 1016,1 mbar : precum și valoarea temperaturii aerului ; *10* — temperatura aerului este de 10°C.

A cincea grupă dă informații asupra gradului de acoperire a cerului (nebulozității) în care prima cifră reprezintă totalul norilor inferiori : *6*, deci 6/8 din bolta cerului este acoperită cu nori inferiori ; a doua cifră arată felul norilor inferiori : 7 — nori Stratus fractus pannus, de timp rău ; a treia cifră reprezintă înălțimea acestor nori : *4*, înălțimea norilor inferiori este cuprinsă între 300—600 m; a patra cifră dă indicații asupra norilor mijlocii : *2* — nori Nimbostratus ; ultima cifră se referă la norii superiori : *X* — norii superiori nu s-au putut determina.

Ultima grupă arată valoarea punctului de rouă : *10*, deci temperatura punctului de rouă este egală cu temperatura aerului, deoarece aerul este saturat cu vapori de apă ; a treia cifră reprezintă variația tendinței barice, ce arată dacă presiunea aerului a crescut sau a scăzut în intervalul de 3 ore, de la ultima observație : cifra *2*, în cazul de față, înseamnă creștere ; iar ultimele două cifre indică valoarea tendinței barice (*0,2* — presiunea atmosferică a crescut în ultimele trei ore cu 0,2 mbar).

O astfel de telegramă poate fi descifrată cu ușurință de orice meteorolog, din orice parte a lumii. Alcătuirea ei, avînd în vedere măsurătorile și observațiile necesare, nu durează mai mult de cîteva minute. Iată cît de operativă poate fi o observație meteorologică destul de complexă !

La această telegramă se mai adaugă de patru ori pe zi (la orele 02, 08, 14 și 20) o grupă specială pentru cantitatea de precipitații căzute în interval de 6 ore, iar de două ori pe zi (la orele 08 și 20), pe lîngă cantitatea de precipitații, date asupra stării solului, asupra temperaturii solului sau asupra grosimii stratului de zăpadă. Bineînțeles că acestea se transmit tot prin limbajul cifrelor.

Alături de codul meteorologic pentru observații de suprafață mai există încă o serie de coduri meteorologice

pentru observații de altitudine, pentru prevederi aeronautice, pentru prevederi maritime etc.

Și astfel peste 120 000 de telegrame sînt recepționate zilnic de către institutele meteorologice, la care se adaugă descifrarea a peste 11 000 de sondaje din atmosfera liberă.

Veghea Meteorologică Mondială

Ținînd seama de necesitățile tot mai mari pe care le reclamă pe scară planetară cunoașterea datelor asupra stării timpului, la 20 decembrie 1961, în cadrul Adunării Generale a O.N.U., a fost adoptată rezoluția propusă de Organizația Meteorologică Mondială (O.M.M.) de a se elabora proiectul înființării *Veghei Meteorologice Mondiale (World Weather Watch)* ca un sistem la scară globală, care să cuprindă în totalitatea sa instalațiile și serviciile meteorologice. În aprilie 1967, la cel de-al V-lea Congres O.M.M. a fost aprobată în unanimitate crearea *V.M.M.*

Veghea Meteorologică Mondială este un sistem dinamic, care ține pasul cu cele mai noi cerințe ale științei și tehnicii, și reprezintă, fără îndoială un eveniment internațional unic și grandios, o cooperare cum n-a mai fost întreprinsă în niciun domeniu de activitate umană. Cel mai elocvent exemplu îl reprezintă faptul că în cadrul acestui for mondial își aduc contribuția un număr de peste 150 de state.

Veghea Meteorologică Mondială cuprinde 3 elemente principale :

— sistemul mondial de observații ;
— sistemul mondial de transmitere a datelor ;
— sistemul mondial de telecomunicații.

În cadrul sistemului mondial de observații este de remarcat faptul că în 1978 se efectuau peste 120 000 de observații meteorologice la suprafața Pămîntului la care se adăugau circa 11 000 observații aerologice. Acest flux informațional este posibil datorită existenței unui număr de peste 9 000 stații terestre repartizate în toate țările globului. Lor li se adăugau observații meteorologice efectuate

cu ajutorul a circa 4 000 de avioane comerciale și de recunoaștere și 7 000 de nave marine. În plus se mai efectuează o serie de observații cu ajutorul radarelor meteorologice, rachetelor și sateliților meteorologici.

Întinse zone ale suprafeței planetei (oceanele, pustiurile, pădurile ecuatoriale și taigaua, marile catene muntoase ale Asiei și Americii), considerate „pete albe" datorită posibilităților aproape infime de a putea fi cercetate cu mijloacele clasice de observație meteorologice, beneficiază astăzi de aportul tot mai important al folosirii sateliților meteorologici. Există la ora actuală două feluri de sateliți meteorologici de observație : sateliți cu orbite polare și sateliți geostaționari (geosincronici). Primii sînt dotați cu sisteme de transmitere automată a imaginilor și diferite instrumente de măsurare a parametrilor meteorologici, evoluînd la altitudini cuprinse între 800—1 400 km. Al doilea sistem de sateliți, lansați începînd din 1975, la altitudinea de 36 000 km, se deplasează cu o viteză egală cu mișcarea de rotație diurnă a Pămîntului, pe o orbită plasată deasupra ecuatorului terestru, furnizînd imagini continue a cuverturii noroase situate între 50°lat.N. și S., precum și asupra vitezei vîntului. Cu ajutorul lor pot fi detectate fenomene meteorologice deosebit de periculoase, cum sînt, de pildă, ciclonii tropicali.

Sistemul mondial de telecomunicații cuprinde 3 *Centre Meteorologice Mondiale (C.M.M.)* : Moscova, Washington și Melbourne echipate cu cîte 3 calculatoare electronice de mare putere (din a 4-a generație) care numai în cîteva ore calculează datele primite și pot face aprecieri asupra evoluției vremii în cele mai diferite locuri de pe suprafața Pămîntului. Toate cele 3 *Centre Meteorologice Mondiale* furnizează de două ori pe zi prevederi ale timpului pe 24 de ore pentru fiecare emisferă ; în plus centrul Washington elaborează prevederi pentru 2 și 4 zile. Aceste prognoze ale vremii sînt difuzate centrelor regionale fie sub formă numerică (de la calculator la calculator) sau sub formă grafică (hărți meteorologice).

Există 23 *Centre Meteorologice Regionale (C.M.R.)* : Alger, Cairo, Dakar, Nairobi, Pretoria, Tunis Casablanca

pentru Africa ; Bracknell, Moscova, Offenbach, Roma, Stockholm, pentru Europa ; Brasilia și Buenos Aires pentru America de Sud, Darwin, Melbourne, Wellington pentru Australia și Oceania ; Habarovsk, New-Delhi, Novosibirsk, Taşkent, Tokio, pentru Asia ; Miami și Montreal pentru America de Nord. Centrele regionale pregătesc analize și previziuni mai detaliate asupra diferitelor regiuni de care răspund și le difuzează *Centrelor Meteorologice Naționale*. Ele elaborează și avertizări asupra fenomenelor meteorologice periculoase și dau prevederi speciale pentru marină și aviație.

Peste 120 de *Centre Meteorologice Naționale (C.M.N.)* participă în cadrul V.M.M. la fluxul informațional. Lor le revine sarcina de a satisface cu maximă promptitudine și operativitate toate cerințele meteorologice la nivel național. În cadrul programului de cooperare tehnică a O.M.M. și a programului de asistență voluntară se oferă centrelor naționale, îndeosebi celor aparținînd statelor în curs de dezvoltare, echipament meteorologic și personal de instruire calificat, în scopul ridicării nivelului cerințelor meteorologice la scară mondială.

Un rol de seamă în programul *V.M.M.* îl are asigurarea recepționării enormei cantități de date meteorologice obținute prin diferitele sisteme de observații și difuzarea lor către *C.M.M.*, *C.M.R.* și *C.M.N.* Sistemele de telecomunicații folosesc transmiterea prin cabluri și prin linii terestre. Cum e și firesc, există un circuit principal de comunicații între cele trei *C.M.M.*, un circuit regional între *C.M.M.* și *C.M.R.* și circuite naționale.

În cadrul circuitului principal, recepționarea și transmiterea datelor se face cu aparatură excepțional de modernă. De pildă aparate care înregistrează între 3 600—4 500 cuvinte pe minut (o dactilografă poate înregistra în jur de 60—70 cuvinte pe minut). Tot în cadrul sistemului mondial de telecomunicații se primesc date de la navele marine, precum și de la vase meteorologice staționare, stații marine fixe, platforme oceanice etc. Există în acest fel o largă colaborare O.M.M. cu Uniunea Internațională de

Telecomunicații, cu Organizația Internațională a Aviației Civile și cu Organizația Consultativă a Navigației Maritime.

Astfel *Veghea Meteorologică Mondială* își aduce aportul său deosebit de important în programul de cercetare globală a oceanului aerian.

Cum pot fi folosite telegramele sinoptice ?

Este de la sine înțeles, că a citi telegramă cu telegramă și a memora conținutul lor, chiar cu ajutorul mașinilor electronice, nu este un lucru prea ușor. Apoi este imposibil ca specialiștii institutelor meteorologice să poată avea o privire de ansamblu asupra situației atmosferice la o anumită oră de pe continent sau chiar în țara respectivă.

A fost meritul meteorologului norvegian *Jacob W. Bjerknes,* unul dintre creatorii meteorologiei dinamice, să introducă, în 1930, un sistem complex de reprezentare a valorilor și a fenomenelor stării timpului și să realizeze schema de înscriere a parametrilor meteorologici pe hărți. Schema Bjerknes grupează elementele și fenomenele meteorologice măsurate și observate în jurul fiecărei stații meteorologice în felul următor :

$$\begin{array}{ccccc} & & C_H & & \\ & TT & C_M & PPP & \\ VV & ww & N & a & pp \\ & TdT'd & C_L & W & \\ & & & N_h & \\ & & h & & \end{array}$$

Fiecare dintre aceste simboluri reprezintă diferiți parametri meteorologici ce se întîlnesc atît în schemă, cît și pe hărțile sinoptice și anume :

N — reprezintă nebulozitatea, care se înscrie în cercul stației în funcție de gradul de acoperire a cerului. Pentru redarea gradului de acoperire a cerului se utilizează următoarele simboluri :

— cer senin

— 1/8 din bolta cerului acoperită cu nori

— 2/8 „ „ „ „ „ „

— 3/8 „ „ „ „ „ „

— 4/8 „ „ „ „ „ „

— 5/8 „ „ „ „ „ „

— 6/8 „ „ „ „ „ „

— 7/8 „ „ „ „ „ „

— 8/8 cer complet acoperit de nori

— cer invizibil (de obicei cînd se produce ceață deasă)

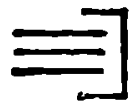
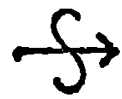
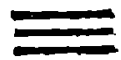
VV — vizibilitatea orizontală, adică distanța pînă la obiectul vizibil cel mai îndepărtat. Fiecare stație are mai multe puncte la diferite distanțe, măsurate exact pînă la platforma stației. Aceste puncte de reper pot fi coșuri de fabrică, clopotnițe de biserici, case mai înalte, liziera unei păduri etc. Vizibilitatea orizontală se codifică după un tabel special, în care cifrelor codului le corespunde o anumită distanță în km. De pildă cifrei de cod *00* îi corespunde o vizibilitate sub 0,1 km ; *15* reprezintă 1,5 km ; *50* reprezintă 5 km ; cifrele de cod între *51* și *55* nu se folosesc ; *56* reprezintă 6 km ; *70* înseamnă 20 km ; *80* reprezintă 30 km ; *81* înseamnă 35 km ; *89* peste 70 km ; *90* este cifra codului care reprezintă cea mai mică vizibilitate, sub 0,05 km ; *97* înseamnă 10 km și ultima cifră a codului *99* reprezintă vizibilitate de 50 km și peste această distanță.

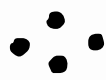
Vizibilitatea mai poate fi măsurată și instrumental cu ajutorul *vizibilimetrelor.*

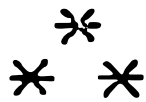
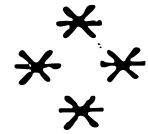
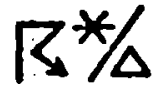
ww — starea timpului în momentul observației sau în ora precedentă efectuării observației. Codul sinoptic indică 100 de caracteristici diferite ale timpului în intervalul de mai sus, din care se vor prezenta cele mai importante, împreună cu simbolurile respective care se trec pe harta sinoptică (tabelul 10)

CODIFICAREA ŞI SIMBOLURILE PRINCIPALELOR CARACTERISTICI ALE TIMPULUI

Cifrele codului	*Caracteristica timpului*	*Simbolul*
06 :: :: ::	Praf în momentul observaţiei în suspensie în aer	S
10 :: :: ::	Aer ceţos	=
13 :: :: ::	Fulgere	↙
16 :: :: ::	Precipitaţii care ating solul în apropierea staţiei	(•)
21	Ploaie în ora precedentă	•⌋
22	Ninsoare în ora precedentă	✳⌋
23 :: :: ::	Lapoviţă în ora precedentă	✳⌋
25 :: :: ::	Aversă de ploaie în ora precedentă	▽•⌋

Cifrele codului	Caracteristica timpului	Simbolul
28	Ceaţă în ora precedentă	
29	Oraj în ora precedentă	
31	Furtună de praf sau nisip slabă sau moderată	
34	Furtună de praf sau nisip puternică	
37	Transport puternic de zăpadă la suprafaţa solului	
45	Ceaţă sau ceaţă cu ace de gheaţă cu cerul invizibil	
49	Ceaţă cu depuneri de chiciură cu cerul invizibil	
50	Burniţă slabă cu intermitenţă	
53	Burniţă moderată continuă	

Cifrele codului	*Caracteristica timpului*	*Simbolul*
55	Burniţă abundentă continuă	
56 :: :: ::	Burniţă care formează polei	
58 :: :: ::	Burniţă slabă cu ploaie	
60	Ploaie slabă cu intermitenţă	
63 :: :: ::	Ploaie moderată continuă	
65	Ploaie abundentă continuă	
66 :: :: ::	Ploaie care formează polei	
68	Ploaie cu ninsoare (lapoviţă)	
70 :: :: ::	Ninsoare slabă intermitentă	

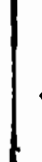
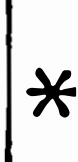
Cifrele codului	*Caracteristica timpului*	*Simbolul*
73 ::	Ninsoare moderată continuă	
75 :: :: ::	Ninsoare abundentă continuă	
79	Grăunțe de gheață	
80 :: ::	Aversă de ploaie	
83 ::	Aversă de lapoviță	
85 :: :: ::	Aversă de ninsoare	
89 ::	Grindină	
91 ::	Oraj cu ploaie	
93 :: ::	Oraj cu ninsoare sau măzăriche	
96	Oraj cu grindină	

W — starea timpului din trecut, adică fenomenele meteorologice ce s-au observat la staţie cu 3 sau cu 6 ore înainte de efectuarea observaţiei respective.

Iată care sînt simbolurile aspectului timpului din trecut (tabelul 11) :

Tabelul 11

SIMBOLURILE STĂRII TIMPULUI IN URMĂ CU 3 SAU 6 ORE ÎNAINTEA OBSERVAŢIEI

Cifra de cod / *Simbolul*	*0*	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
W										

PPP — presiunea atmosferică cum a fost transmisă în telegramă. Se indică cifrele zecilor, unităţilor şi zecimilor de milibari ; cifrele miilor şi sutelor de milibari se omit. În exemplul din telegrama sinoptică, presiunea a fost de 1 016.1 mbar, iar în telegramă s-a transmis *161*.

TT — temperatura aerului, înscrisă în grade Celsius. Temperaturile se transmit în grade întregi. La temperaturi sub 0°C, la numărul gradelor se adaugă cifra *50*. Dacă numărul zecimilor de grad nu depăşesc cifra 4, se neglijează. Dacă este egal cu 5, se adaugă un grad numerelor pare. Dacă este mai mare de 5, atunci se adaugă un grad la numărul gradelor (indiferent de semn).

Exemple :

+ 10,3° se transmite *10*	— 10,3° se transmite *60*
+ 16,5° se transmite *16*	— 16,5° se transmite *66*
+ 19,5° se transmite *20*	— 19,5° se transmite *70*
+ 27,7° se transmite *28*	— 27,7° se transmite *78*

$C_L C_M C_H$ indică felul norilor : inferiori (C_L), mijlocii (C_M) și superiori (C_H) înscriși prin simboluri :

— C_L norii inferiori : Stratocumulus, Stratus, Cumulus și Cumulonimbus ;

C_M norii mijlocii : Altocumulus și Altostratus ;

C_H norii superiori : Cirrus, Cirrocumulus și Cirrostratus.

Norii respectivi se înscriu pe hărțile sinoptice prin simboluri, pentru a putea fi mai bine descrifrați cînd se analizează harta. Astfel norii *Cumulus* de timp frumos, care apar pe cerul senin ca niște ghemotoace de vată, sînt reprezentați prin simbolul iar cînd au o dezvoltare mare pe verticală și devin amenințători *(Cumulus congestus)*, simbolul va fi . Dacă bolta cerului este acoperită de nori stratiformi (Stratus), fie sub formă de pînză sau strat mai mult sau mai puțin continuu, se vor înscrie pe hartă printr-o linie întreruptă – – –. Norii întunecați și compacți dinaintea furtunii, ale căror vîrfuri sub formă de nicovală se pierd spre înălțimi de 10—12 km, poartă numele de *Cumulonimbus capilatus* și vor fi reprezentați printr-un simbol foarte sugestiv : .

Dintre norii mijlocii menționăm norii *Altostratus translucidus* , semitransparenți, prin care Soarele sau Luna se pot vedea ca printr-un geam mat. Dacă masa noroasă devine mai compactă, încît acoperă vederii noastre Soarele sau Luna, norii poartă numele de *Altostratus opacus* și sînt reprezentați printr-un alt simbol : .

Din categoria norilor Altocumulus, fac parte *Altocumulus translucidus* , cu aceleași caracteristici de transparență ca și *Altostratus translucidus*, numai că au aspect cumuliform, opac, și *Altocumulus opacus*, în fîșii , care invadează progresiv cerul și treptat devin groși în ansamblul lor. În sfîrșit, cînd norii Altocumulus apar în trepte sub formă de mici turnuri sau smocuri cumuliforme (flocoane), poartă numele de *Altocumulus castellanus* sau *flocus* și vor fi reprezentați pe hartă prin simbolul

Norii superiori apar izolați pe bolta cerului fie luînd forma unor fibre, filamente sau cîrlige : *Cirrus fibratus* sau *uncinus* sau denși, avînd formă de nicovală, ca rămășiță a părții superioare a norului *Cumulonimbus*, purtînd numele de *Cirrus spissatus* .

Cînd pînza de nori superiori cu aspect stratiform acoperă toată bolta cerului, avem de-a face cu norii *Cirrostratus*, reprezentați prin simbolul , iar cînd predomină norii superiori cu aspect cumuliform se numesc *Cirrocumulus* .

Nh — nebulozitatea parțială a norilor inferiori și dacă aceștia nu există, a norilor mijlocii. Valoarea cifrelor codului este aceeași ca și pentru nebulozitatea totală (de la 0 la 9) ;

h — înălțimea bazei norilor inferiori sau mijlocii deasupra solului, adică plafonul norilor și se codifică după tabelul 12.

TdTd — temperatura punctului de rouă și se transmite în grade Celsius, la fel ca temperatura aerului *(TT)*.

a — caracteristica tendinței barice pentru ultimele trei ore ; se codifică de la *0* la *8*, cifrele codului reprezentînd creșterea tendinței *(0—3)*, tendință staționară *(4)* sau scădere *(5—8)*.

Tabelul 12

CODIFICAREA PLAFONULUI NORILOR

Cifra codului	*Înălțimea (m)*	*Cifra codului*	*Înălțimea (m)*
0	sub 50	*6*	1 000—1 500
1	50—100	*7*	1 500—2 000
2	100—200	*8*	2 000—2 500
3	200—300	*9*	2 500 sau peste, sau nu sînt nori
4	300—600	*X*	înălțime necunoscută
5	600—1 000		

pp — valoarea tendinței barice la nivelul stației pentru ultimele trei ore. Valoarea este exprimată în zecimi de milibari. Dacă presiunea a scăzut la stație în decurs de trei ore, scăderea respectivă este notată cu cerneală roșie, iar dacă nu a suferit modificări sau a crescut se notează cu cerneală albastră.

La principalele ore sinoptice (08 și 20, respectiv 06—18 T.M.G.) apare o nouă grupă, grupa a șaptea 7 *RRTeTe*, care dă indicații asupra cantității de precipitații măsurate la stație *(RR)* sau a temperaturii extreme a aerului : minima din cursul nopții sau maxima din cursul zilei *(TeTe)*. Această grupă mai apare și la orele intermediare 14 și, respectiv, 02 (12 și 00 T.M.G.), pentru a totaliza cantitatea de precipitații pentru un interval de 6 ore.

În sfîrșit, mai există o serie de grupe speciale care indică date suplimentare asupra norilor și asupra fenomenelor atmosferice importante : depuneri de polei, brumă, viscol cu intensitate deosebită, furtuni de nisip, grindină, oraje etc. De asemenea o grupă specială furnizează date asupra temperaturii minime și maxime la suprafața solului, asupra stării suprafeței solului (umed, îmbibat cu apă, uscat etc) sau asupra grosimii stratului de zăpadă.

Menționăm că simbolurile respective sînt trecute pe harta sinoptică cu cerneală neagră cu excepția simbolurilor *W, TT, C* și *TdTd* care se înscriu cu cerneală roșie.

La schema Bjerknes mai este înscrisă direcția și tăria vîntului. Direcția vîntului se înscrie printr-o săgeată care pornește de pe cercul stației, în direcția de unde suflă vîntul, iar viteza prin barbule și triunghiuri în funcție de intensitatea vîntului.

Pentru a reda viteza vîntului sînt folosite următoarele simboluri (tabelul 13) :

Analiza hărții sinoptice

După ce tehnicieni meteorologi de la centrele de prevedere a vremii au înscris pe hartă toate elementele și fenomenele de la fiecare stație conform telegramei sinoptice, urmează ca harta respectivă să fie analizată. Analiza

CODIFICAREA VITEZEI VÎNTULUI

Simbolul	*Viteza vîntului*	*Simbolul*	*Viteza vîntului*
	calm		14—16 m/s
	1 m/s		17—18 m/s
	2— 3 m/s		19—21 m/s
	4— 6 m/s		24—26 m/
	7— 8 m/s		29—31 m/
	9 — 11 m/s		34—36 m/s
	12 — 13 m/s		49—51 m/s

hărţii sinoptice de suprafaţă — sau harta sinoptică de la sol, cum se mai numeşte — reprezintă o etapă deosebit de importantă în munca de elaborare a prevederii timpului. Este de la sine înţeles că meteorologului sinoptician (previzionist), care execută o asemenea analiză, i se cere multă competenţă, pentru că de felul cum sînt scoase în evidenţă principalele elemente ale vremii la un moment dat (ora la care au fost executate observaţiile meteorologice) depinde deseori reuşita prognozei timpului. Pentru ca observaţiile

sinoptice să se execute simultan pe tot globul, acestea se fac din trei în trei ore, pornind de la orele 00 T.M.G. (Timp Meridian Greenwich), adică la orele 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 și 21. Observațiile de la orele 00, 06, 12 și 18 se numesc observații sinoptice principale. Fiecare țară își calculează ora de observații în funcție de ora meridianului Greenwich. Deci, în R.S. România observațiile principale se execută la orele 02, 08, 14 și 20.

La început meteorologul sinoptician evidențiază cu ajutorul culorilor *zonele cu precipitații* de pe hartă. Cu culoare verde-închis colorează ninsoarea, cu verde-pal ploaia, cu galben ceața etc. Apoi se trece la identificarea principalelor *mase de aer* în funcție de gradul de acoperire a cerului, după specificul norilor, după felul precipitațiilor, în raport cu temperatura aerului etc. Astfel vor fi identificate mase de aer arctic, polar, tropical și ecuatorial. Izobarele se schițează foarte slab cu creionul, iar apoi se trece la înscrierea pe hartă a celor mai complexe elemente ale analizei sinoptice : *fronturile atmosferice.*

Fronturile calde sînt însemnate pe hărțile sinoptice cu culoare roșie sau prin linii negre cu semicercuri, plasate pe partea de înaintare a acestora :

Fronturile reci sînt trasate cu culoare albastră sau cu linii negre, cu triunghiuri pe partea înspre care se deplasează :

Fronturile ocluse apar pe harta sinoptică colorate violet sau prin linii negre cu semicercuri și triunghiuri spre partea în care se deplasează :

Pe harta sinoptică, în afara celor trei tipuri principale de fronturi, apar fronturile secundare calde, care preced fronturile calde principale, și fronturile secundare reci, care succed fronturile reci principale. În ambele cazuri, sistemul noros al fronturilor respective este mai puțin organizat, precipitațiile au durată și intensitate mai reduse, iar diferențele de temperatură și de presiune mai slab exprimate.

Cînd de-a lungul zonei frontale nu se constată nici o mișcare relativă a aerului cald în raport cu aerul rece și

invers, avem de-a face cu existența *frontului cvasistaționar*. De-a lungul său apar nori stratiformi (*Stratocumulus* și *Stratus*), care determină, de regulă, o vreme închisă, cețoasă și cu precipitații sub formă de burniță, care se întind de o parte și de cealaltă a frontului pe o lățime de 50—100 km. Se constată și diferențe de temperatură între sectorul cald și rece al frontului. Frontul cvasistaționar este paralel cu izobarele și se trasează pe hărțile sinoptice cu o linie dublă colorată în roșu și albastru sau printr-o linie neagră cu semicercuri în direcția de deplasare a aerului cald și cu triunghiuri în direcția de deplasare a aerului rece :

Ultima operație a analizei constă în trasarea izobarelor. Ele se trasează din 5 în 5 milibari și închid între curbe ciclonii și anticiclonii, elementele hotărîtoare în mersul vremii.

Alături de analiza hărții sinoptice de la nivelul solului, meteorologul previzionist trebuie să cunoască în detaliu și situația atmosferică din altitudine. În acest scop se folosesc hărțile de altitudine de la nivelurile fixe de *850 mbar.* (1 500 m) *700 mbar.* (3 000 m), *500 mbar.* (5 500 m), *400 mbar.* (7 000—7 400 m), *300 mbar.* (9 000—9 300 m), *200 mbar.* (12 000 m), *100 mbar.* (16 000 m) etc., rezultate prin înscrierea valorilor de presiune, umezeală și vînt de la înălțimile respective ale atmosferei. Curenții aerieni de la aceste înălțimi au o mare influență asupra deplasării, întăririi sau slăbirii principalelor formații barice de la suprafața solului : ciclonii și anticiclonii. De exemplu, dacă din harta aerologică se constată că straturile atmosferice superioare se apropie, înseamnă că acolo se va ajunge la o concentrare a maselor de aer, deci este de așteptat o creștere a presiunii la suprafața pămîntului. Iar dacă straturile superioare, din contra, se destind, presiunea la nivelul solului va scădea. De asemenea, dacă se constată o îndesire a liniilor de curent de-a lungul mai multor niveluri din altitudine, circulația aerului se va face cu o viteză de deplasare mult mai mare, deci schimbările în starea vremii vor fi bruște.

Împreună cu aceste hărți se mai folosesc în analiza sinoptică o serie de hărți ajutătoare : de variație a cîmpului

baric de la sol și din altitudine, cu topografia barică relativă între nivelurile de 1 000 și 500 mb, cu repartiția temperaturii aerului la ora 02, cu precipitațiile atmosferice din Europa de la orele 08 și 20, cu direcția și intensitatea curentului-jet, cu înălțimea tropopauzei etc. Iată, deci, că o situație sinoptică comportă o analiză tridimensională a principalilor parametri meteorologici. Iar dacă adăugăm și factorul timp, de care trebuie ținut seama, cadrul unei analize sinoptice se va caracteriza deci, prin patru dimensiuni : trei spațiale și a patra temporală.

Pentru exemplificarea celor expuse mai înainte vom analiza situația atmosferică din Europa din ziua de *22 decembrie 1980* la ora 00 T.M.G., folosind trei hărți sinoptice : harta de la nivelul suprafeței solului și hărțile de topografie barică absolută de la nivelurile de 850 și 500 mb.

Pe harta sinoptică de sol *(Anexa 1)* au fost evidențiați principalii centri barici care acționau la data respectivă deasupra continentului european : depresiunea islandeză din Atlanticul de Nord, depresiunea mediteraneeană din zona Mării Adriatice, anticiclonul azoric din sud-vestul Europei și maximul barometric din estul continentului. Depresiunea islandeză este unită peste Peninsula Scandinavă și Europa Centrală cu depresiunea mediteraneeană printr-un larg culoar depresionar, în care apare o depresiune secundară situată în sudul Mării Baltice.

Sistemele frontale, care se înscriu în cadrul depresiunilor barice menționate, separă o serie de mase de aer cu proprietăți fizice diferite. Astfel, frontul rece din partea posterioară a depresiunii islandeze separă aerul maritim arctic de aerul maritim polar, care se deplasează prin partea sudică a acestei depresiuni către est. Limita de înaintare a aerului maritim polar către est este marcată de frontul cald din partea de sud-est a depresiunii islandeze, care se înscrie de-a lungul unei zone ce unește sudul Islandei cu nord-estul Scoției. Se observă de o parte și de alta a frontului cald valori diferite ale temperaturii aerului (mai ridicate în spatele frontului cald și mai coborîte în fața acestuia). În continuare, sistemul frontal din nordul continentului face o mică inflexiune în zona depresiunii din sudul Mării Baltice și se continuă apoi, spre est-sud-

est cu un front cald, marcat de prezența unor precipitații sub formă de ploaie, lapoviță și ninsoare.

Un al doilea sistem frontal este conturat în partea sudică a Europei, sistem ce separă aerul mai rece din Europa Centrală, care a pătruns în sectorul posterior al depresiunii din sudul Mării Adriatice de aerul tropical ce înaintează către nord-est în partea anterioară a aceleiași depresiuni. Diferențele termice dintre cele două mase de aer sînt bine evidențiate în ambele sectoare ale depresiunii : Roma 6°C, Tunis 10°C, Cluj-Napoca 2°C, București 4°C Sevastopol 10°C, Rostov pe Don 4°C.

Influența anticiclonului azoric din partea de sud-vest a continentului se face resimțită prin prezența maselor de aer maritim tropical care mențin o vreme relativ stabilă cu temperaturi destul de ridicate (8°—10°C). În schimb, prezența maselor de aer continental-polar, specifice maximului barometric est-european, este evidențiată de valori termice destul de coborîte (—7°).

Evoluția centrilor barici de la nivelul solului este în strînsă interdependență cu modificările ce se produc în altitudine și, de aceea, vom analiza, în continuare, hărțile de topografie barică absolută (T.A.) de la nivelurile de 850 mb și 500 mb.

Astfel, pe harta T.A. 850 mb *(Anexa 2)* se menține același culoar depresionar, care unește depresiunea islandeză cu cea din sudul Italiei. De o parte și de alta a acestui culoar, circulația aerului este destul de activă, viteza vîntului depășind frecvent, la acest nivel, 15 m/s. Acest fapt reiese și din densitatea mai mare a izohipselor, comparativ cu densitatea mai rară a acestora din partea nordică a Europei, unde și viteza vîntului este mai redusă (5—7 m/s). Pe această hartă s-au trasat cu linii întrerupte și izotermele (din 5° în 5°C) pentru a evidenția evoluția temperaturii aerului la acest nivel. Se observă, astfel, că aerul rece a înaintat pînă în partea posterioară a depresiunii din bazinul central al Mediteranei, ceea ce va favoriza o activare și mai intensă a acestei perturbații atmosferice în următoarele 24 ore.

Pe harta T.A. 500 mb *(Anexa 3)* se conturează o vastă zonă depresionară în nord-vestul Europei, în al cărui larg talveg extins pînă în bazinul Mediteranei se înscriu două nuclee depresionare : unul situat deasupra Mării Adria-

tice, iar celălalt la nord de țara noastră. Comparativ cu nivelul T.A. 850 mb, pe această hartă se observă o densitate mult mai mare a izohipselor, ceea ce favorizează o circulație mult mai intensă a maselor de aer, fapt evidențiat și de vitezele vîntului care depășesc frecvent 25 m/s. Harta T.A. 500 mb are o deosebită importanță în analiza unei situații sinoptice, deoarece la acest nivel situat la aproximativ 5500 m altitudine, circulația aerului nu mai este modificată de influența suprafeței terestre.

Din analiza hărților sinoptice menționate putem aprecia că, în următoarele 24 de ore, partea de sud-est a Europei se va menține sub influența depresiunii barice din Marea Adriatică, care va înainta spre nord-est. Acest fapt va favoriza o vreme umedă și caldă, cu temperaturi mult mai ridicate decît cele obișnuite pentru această perioadă a anului, cu precipitații mai ales sub formă de ploaie în zonele deluroase și de cîmpie și, mai ales, sub formă de ninsoare la munte.

Într-adevăr, vremea a evoluat în conformitate cu aprecierile de mai înainte, în perioada care a urmat zilei de 22 decembrie 1980.

Și acum despre prevederea timpului...

Din confruntarea ultimei hărți sinoptice cu cele precedente, meteorologul previzionist analizează direcția și viteza de deplasare a ciclonilor, anticiclonilor și a fronturilor atmosferice.

Dar prevederea timpului cere, din partea celui care o elaborează, cunoașterea unor legi fizice capabile să explice formarea și transformarea maselor de aer, circulația aerului, structura spațială și mecanismul dezvoltării și evoluției ciclonilor și anticiclonilor, precum și procesele intime ce conduc la formarea diferitelor fenomene meteorologice.

Toate aceste elemente, legate de practica prevederii timpului, au ca scop final să exprime modul cum vor evolua principalele fenomene și elemente meteorologice (temperatură, nebulozitate, precipitații, vînt etc.) într-un inter-

val de prognoză bine stabilit. Deci, cu alte cuvinte, cum va fi vremea mîine, poimîine, în cursul acestei săptămîni?

Pentru ca scopul final să fie atins, meteorologul previzionist trebuie să cunoască o serie de principii, izvorîte din caracteristicile proceselor sinoptice şi confirmate de practică. Va trebui să analizeze în mod detaliat felul cum au evoluat fenomenele meteorologice în trecut, să folosească corespunzător materialele care îi sînt puse la dispoziţie (hărţi sinoptice, hărţi auxiliare, diagrame, secţiuni verticale prin cuprinsul atmosferei etc), să ţină seamă de influenţele fizico-geografice ale regiunii pentru care elaborează prognoza şi să studieze diferite variante posibile ale evoluţiei timpului, alegînd-o pe cea plauzibilă.

Prevederea unui element de timp nu se face separat, ci în funcţie de celelalte elemente. Astfel, pentru prevederea temperaturii aerului este necesar să se cunoască nu numai direcţia de deplasare a maselor de aer, ci şi modificările care pot interveni ca urmare a schimburilor de căldură cu mediul înconjurător, în strînsă interdependenţă cu caracterul suprafeţei terestre, a gradului de acoperire a cerului şi a precipitaţiilor. La rîndul lor, nebulozitatea, forma şi grosimea norilor, ca şi căderea precipitaţiilor, depind de mersul zilnic al temperaturii aerului, de caracterul curenţilor verticali (ascendenţi şi descendenţi) de mişcările advective ale aerului, de repartiţia temperaturii în altitudine etc.

În practica sinoptică se întîmplă uneori ca prevederea evoluţiei vremii să nu concorde cu realitatea, deşi evoluţia principalelor elemente meteorologice să fi fost just apreciată. Eşecul acestor prevederi de timp se datoreşte în special influenţelor condiţiilor fizico-geografice ale regiunii respective, şi în primul rînd al celor orografice, element care poate atenua sau intensifica fenomenele meteorologice.

Iniţial în elaborarea prevederilor de timp s-a folosit sistemul clasic *(calitativ)* în care se apreciau, prin extrapolare, evoluţia cîmpului presiunii, a curenţilor de aer, a temperaturii şi a precipitaţiilor, pentru intervalul de timp în care se efectua prognoza. Dar această manieră de lucru, deşi fundamentată ştiinţific şi care mai are încă o largă aplicabilitate, implică necondiţionat o mare expe-

rienţă personală din partea meteorologului previzionist, pus deseori în situaţia de a alege între mai multe soluţii posibile pe cea mai valabilă, fapt ce presupune totuşi un înalt grad de subiectivism.

De aceea s-a căutat să se aplice şi în prognoza timpului, relaţii cantitative, din care să rezulte pe bază de calcul valorile viitoare ale parametrilor meteorologici consideraţi. În acest fel prin noua metodă *cantitativă*, conţinutul muncii de elaborare a prevederilor meteorologice a căpătat un caracter tot mai obiectiv. Îndeosebi în ultimul sfert de veac ca urmare a dezvoltării impetuoase a tehnicii de lucru cu *calculatoarele electronice* sînt folosite din ce în ce mai mult diferite scheme de calcul numeric al valorilor viitoare ale unor elemente meteorologice importante : temperatura, presiunea, umezeala, precipitaţiile etc.

Cu toate acestea primele încercări de calculare pe cale numerică a valorilor viitoare ale cîmpului baric, folosind ecuaţiile dinamicii aerului au constituit o decepţie. Într-adevăr metoda de calcul a variaţiilor presiunii atmosferice pentru un scurt interval de timp, elaborată către sfîrşitul primului război mondial, de matematicianul englez *Richardson*, s-a dovedit a fi deosebit de complicată, însumînd un volum de lucru imens pentru a efectua aceste calcule. În plus s-a constatat că valorile viitoare ale presiunii erau total eronate. Se părea, deci, că ideea calculului cantitativ al elementelor meteorologice va fi definitiv compromisă. Abia după 1940, în urma cercetărilor laborioase întreprinse de savanţi ca *Kibel* (U.R.S.S.), *Charney şi Rossby* (S.U.A.), *Eliassen* (Norvegia), *Pettersen* (Suedia) şi alţii s-au obţinut primele rezultate în rezolvarea ecuaţiilor de mişcare ale aerului folosind metode grafice pentru intervale de 12, 24 şi 36 ore.

La noi în ţară, primele încercări de calcul numeric cantitativ al unor elemente meteorologice au fost efectuate cu începere din 1959, iar în 1960 s-au obţinut primele hărţi probabile ale cîmpului presiunii de la sol.

Metodele numerice de prognoză a timpului s-au putut dezvolta numai cu ajutorul calculatoarelor electronice de mare viteză şi cu mare capacitate de înmagazinare a datelor, întrucît problemele de meteorologie presupun rezolvarea unui număr foarte mare de ecuaţii. Tot calcula-

toarele electronice permit automatizarea unei părți însemnate a operațiilor premergătoare elaborării prevederilor de timp.

Prima mare problemă rezolvată cu ajutorul calculatorului electronic a fost o problemă de meteorologie. Încercarea a avut loc spre sfîrșitul celui de-al doilea război mondial, cînd matematicianul american *John von Neumann* (1903—1957) a testat calculatorul pe care îl construise la centrul Princeton (S.U.A.) cu o problemă referitoare la prevederea circulației atmosferice, propusă de cunoscutul meteorolog american *Rossby*. Acest fapt a impulsionat și mai mult dezvoltarea meteorologiei moderne, fiind un moment crucial în nașterea *meteorologiei dinamice*, al cărui conținut esențial îl formează calculul numeric al principalilor parametri de care depinde circulația aerului : direcția și viteza vîntului, temperatura, presiunea atmosferică, umiditatea etc.

La noi în țară, cu începere din 1965, s-a pus la punct o metodă de elaborare a hărților de altitudine pe baze strict numerice, cu ajutorul calculatoarelor electronice. Astfel, se elaborează zilnic hărți probabile la mai multe niveluri ale atmosferei (700 mbar., 500 mbar, 400 mbar., 300 mbar, 200 mbar.), precum și harta de la nivelul solului, care sînt folosite cu succes atît în prevederea timpului pe scurtă durată (24 ore), cît și pentru asigurarea protecției meteorologice a navigației aeriene. Se mai calculează unele hărți în care se evaluează umiditatea aerului, curenții verticali din atmosfera liberă, viteza de deplasare a aerului etc.

În scopul determinării cu mare precizie și în orice moment a unor caracteristici ale stării timpului s-a adoptat folosirea *radarului* în practica meteorologică. Utilizat cu succes, încă din timpul celui de-al doilea război mondial în scopuri militare, radarul are astăzi o mare aplicabilitate în majoritatea țărilor lumii și în domeniul meteorologiei, în scopul depistării formațiunilor noroase și a precipitațiilor atmosferice. Calculîndu-se deplasarea și înălțimea norilor, precum și intensitatea și aria de repartiție a precipitațiilor se intervine cu folos atît în protecția meteorologică a navigației aeriene, cît și în prevenirea anumitor beneficiari asupra stării timpului la o anumită oră.

Institutul de Meteorologie și Hidrologie utilizează acest sistem de informație din anul 1967, cînd a fost pus în funcțiune primul radar meteorologic la București. Ulterior s-au dotat cu asemenea aparate și Centrul de prevedere teritorial de la Cluj-Napoca (1969) și Centrul meteorologic de la aeroportul internațional M. Kogălniceanu — Constanța (1972), iar în ultima vreme și centrele meteorologice de la Timișoara, Oradea, Craiova și Iași. Astfel, întreg teritoriul țării poate fi cercetat în orice moment cu ajutorul acestui sistem. Distanța de investigație a radarului cuprinde o arie cu raza de 400 km, totuși se are în vedere, că distanța optimă pentru efectuarea observațiilor în bune condițiuni nu trebuie să depășească 200 km.

Progrese însemnate s-au realizat în ultima vreme în domeniul obținerii de informații corecte asupra stării reale a atmosferii din toate regiunile globului pe întreaga grosime a oceanului aerian cu ajutorul rachetelor și sateliților meteorologici (fig 43). După cum s-a mai arătat sate-

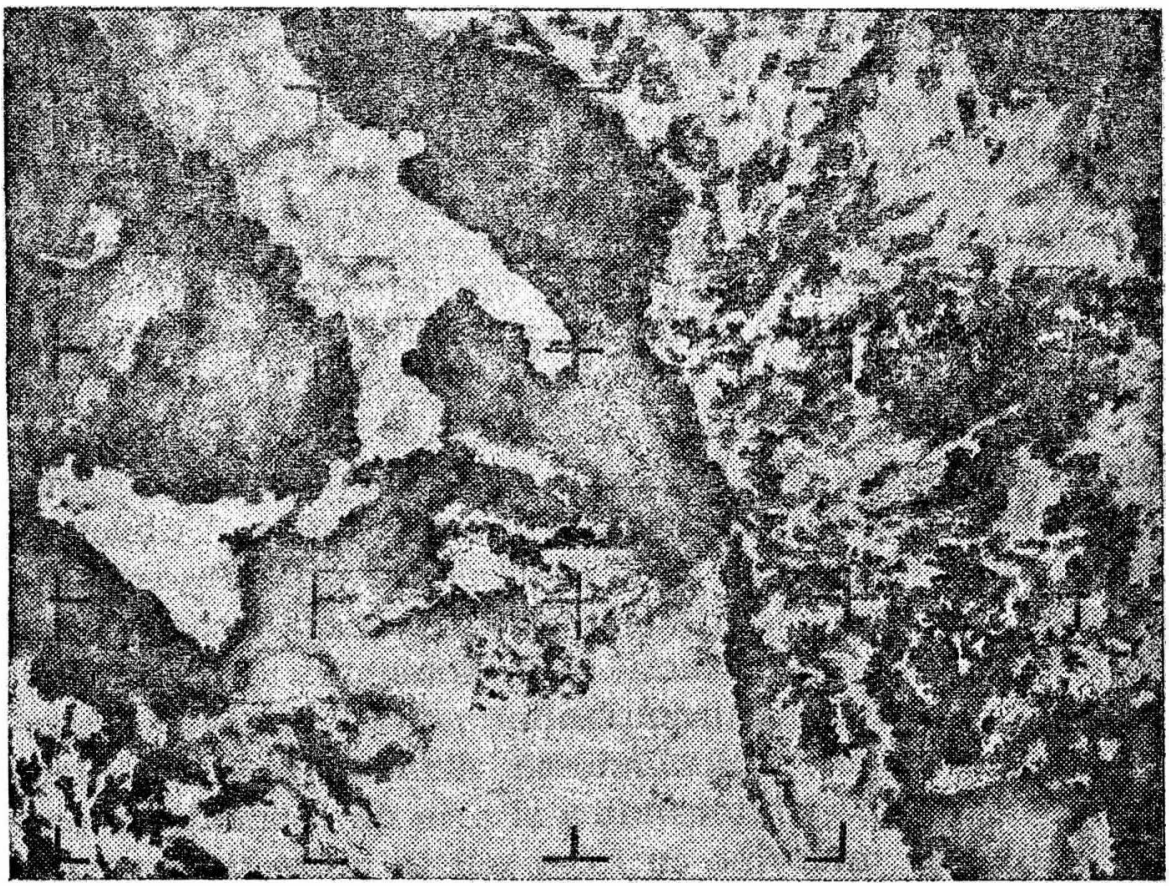


Fig. 43 Formațiuni noroase, înregistrate pe o fotografie executată la bordul unui satelit meteorologic

liții meteorologici au deschis perspective noi și în ceea ce privește comunicațiile meteorologice. În toamna anului 1970, Institutul de Meteorologie și Hidrologie a fost dotat cu o stație A.P.T. pentru recepționarea emisiilor sateliților americani și sovietici, ceea ce constituie un punct foarte important în scopul creșterii capacității de informare meteorologică corectă, factori ce concură la ridicarea calității prevederilor de timp.

Unul din mijloacele moderne de transmitere și recepționare după un program bine stabilit a hărților sinoptice de la sol și din altitudine, a hărților probabile etc., este *fotoinscriptorul* sau *înregistratorul facsimil*. Un asemenea aparat constă dintr-un dispozitiv emițător și altul receptor, cuplate prin canale de telecomunicație sau prin radio. Aceste instalații se bazează pe principiul recepționării semnalelor de imagine emise prin modulare de frecvență, care la intrarea în dispozitivul receptor sînt transformate în tensiune continuă, de amplitudine variabilă și proporțională cu modificarea densității optice a imaginilor transmise (fig. 44). Imaginea se înregistrează pe hîrtie electronică umedă, care se derulează cu o viteză sincronă cu cea a dispozitivului emițător. Instalația este prevăzută cu două panouri de comandă pe care se află un aparat de

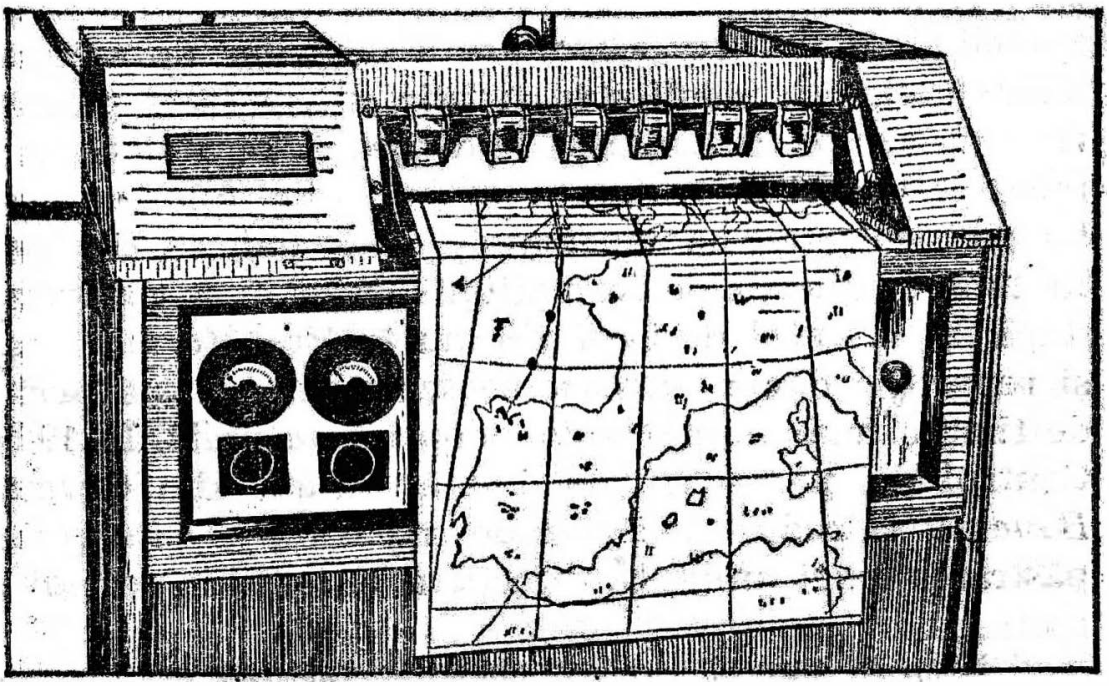


Fig. 44 Înregistratorul facsimil

măsură pentru verificarea tensiunii curentului de înregistrare, o serie de rezistențe de reglare a cîmpului alb-negru și o serie de butoane pentru reglarea fazelor.

Este extrem de important pentru întreaga economie a unei țări cunoașterea timpului pentru o durată mai lungă, cum ar fi, de pildă, 3 zile, o săptămînă, o lună, sau chiar pentru un anotimp. Metodele care stau la baza prognozelor de durată mijlocie și lungă au devenit cu atît mai perfecționate, cu cît s-au cunoscut mai din timp procesele circulației generale a atmosferei.

Prima schemă empirică asupra circulației generale a aerului a fost elaborată de *Mori* în 1854. Pe măsură ce a crescut volumul datelor de observație a devenit posibilă și alcătuirea hărților plurianuale a diferitelor elemente meteorologice, cît și fixarea centrelor de acțiune atmosferică. Un loc important îl ocupă treptat folosirea hărților de anomalii [1] alcătuite pentru diferite elemente meteorologice ce reflectă particularitățile regimului climatic și ale circulației generale a aerului, precum și variațiile intensității centrilor de acțiune atmosferice. În 1896 meteorologul austriac *Van-Beber* a împărțit procesele atmosferice din Europa în diferite tipuri de circulație, în funcție de poziția anticiclonilor staționari din această regiune. În 1922 meteorologul sovietic *Multanovski* (1876—1936) a stabilit noi tipuri de circulație după anticiclonii în deplasare, apreciind gradul de dezvoltare a centrilor de acțiune ai atmosferei, prin cantitatea și prin intensitatea pătrunderilor de aer pe care aceștia le dirijează. El a elaborat primele prevederi pe o durată de 5—7 zile, folosind analiza hărților colective și cinematice, care indicau deplasarea în timp a diferitelor formațiuni barice și a constatat că după un interval de 5—7 zile au loc transformări bruște și repartiția cîmpului baric se schimbă. Această perioadă de timp a numit-o *perioada sinoptică naturală*. În 1929, la Centrul de prevederi de lungă durată din Germania, *Bauer* a introdus noțiunea de *macrostare*, care prezintă păstrarea unei anumite direcții a curenților aerieni și a

[1] Hărți în care sînt redate abaterile valorilor actuale față de valorile medii multianuale.

gradienţilor termici în stratosfera inferioară şi în troposferă deasupra unei regiuni. Durata mijlocie a acesteia a fost stabilită ca fiind de 5,5 zile. Un an mai tîrziu, *Vanghenheim* clasifică procesele macrosinoptice în funcţie de anumite particularităţi cum ar fi : orientarea cîmpului de presiune principal, traiectoriile formaţiilor barice şi repartiţia geografică a curenţilor de aer predominanţi. Aceste particularităţi se menţin în intervale scurte de timp pe care le denumeşte *procese sinoptice elementare,* a căror durată oscilează între 3 şi 6 zile. Dintr-un imens număr de procese sinoptice elementare observate prin consultarea materialului grafic pe o perioadă de 42 de ani, Vanghenheim a stabilit 26 de grupe pe care le-a împărţit în trei tipuri de circulaţie atmosferică : W — vestic, E — estic, şi C — meridianic. Trecerea de la forma W la una din formele E sau C este legată de apariţia unor unde staţionare în troposferă, problemă care a fost abordată după 1950 de cercetătorul american *Rossby.*

În Statele Unite ale Americii şi Marea Britanie cercetări în privinţa prognozelor de lungă durată se întreprind abia după 1939. Între anii 1946—1947 s-au publicat o serie de lucrări elaborate de grupul de cercetători de pe lîngă Universitatea din Chicago în care se fac referiri importante, teoretice şi experimentale, asupra circulaţiei generale a atmosferei. După 1950 s-a dezvoltat teoria hidrodinamică a circulaţiei generale a atmosferei, care a dus la perfecţionarea metodelor de apreciere a evoluţiei vremii pentru intervale lungi de timp.

De mare importanţă pentru elaborarea în special a prognozelor de lungă durată sînt calitatea şi omogenitatea datelor meteorologice iniţiale, precum şi analiza lor. În acest sens eliminarea petelor albe de pe hărţile sinoptice, prin înfiinţarea de noi staţii, eventual staţii automate, sau prin folosirea datelor furnizate de sateliţii meteorologici, este de mare importanţă. În cazul previderilor de lungă durată, în special, atmosfera nu trebuie tratată izolat, ci împreună cu acţiunea stratului activ al suprafeţei subiacente, şi în primul rînd cu acţiunea exercitată de apele mărilor şi ale oceanelor.

Programe şi experienţe în cadrul Veghei Meteorologice Mondiale

În cadrul *Veghei Meteorologice Mondiale* s-a elaborat un program de cercetări asupra atmosferei globale (*G.A.R.P.* = *Global Atmospheric Research Programme*), pornindu-se de la premisa, că cercetările ce se efectuează asupra atmosferei nu au numai o importanţă pur teoretică, ci mai ales una practică, avînd drept scop ameliorarea prevederilor de timp şi realizarea unor date meteorologice cît mai eficiente pentru economia mondială.

Multe experienţe speciale, care se referă la o serie de fenomene meteorologice regionale caracteristice (evoluţia musonilor, circulaţia aerului în regiunile polare, diferite transformări care survin în masele de aer etc.) au un rol important în circulaţia generală a atmosferei, constituind puncte esenţiale ale programului *G.A.R.P.*

De fapt, însăşi ideea principală ce se desprinde din acest program de cercetări elaborat sub egida Organizaţiei Meteorologice Mondiale este de a furniza permanent o bază solidă în cooperarea meteorologică internaţională. *G.A.R.P.* îşi propune drept obiective descifrarea proceselor generale ale climatului şi fluctuaţiilor acestuia şi mărirea distanţei în timp a preciziei previziunilor meteorologice.

Preşedintele Comitetului Internaţional de Organizare al *G.A.R.P.*-ului, prof. *Bert Bolin* (Suedia) a formulat ca obiectiv final al cercetărilor realizarea unui model de comportare al atmosferei. Se pleacă de la ideea că procesele fizice care determină schimbările vremii se dezvoltă la scări foarte diferite, fiind deosebit de complexe şi au o evoluţie deseori greu de apreciat. În acest context e şi firesc ca precizia şi finetea observării şi studierii proceselor meteorologice să fie foarte mare. Este necesar, deci, să se elaboreze metode speciale pentru a se calcula anumite situaţii şi procese meteorologice în scopul de a interveni asupra lor şi chiar de a le modifica.

De aceea, în cadrul *G.A.R.P.*-ului au fost organizate, sau sînt în curs de desfăşurare, o serie de experienţe meteorologice speciale la scară regională cu colaborare internaţională, în scopul de a se studia cele mai diferite aspecte

ale atmosferei și relațiile sale cu celelalte învelișuri. Dintre acestea menționăm :

— *Programul E.T.G.A.* (Experiența Tropicală a G.A.R.P.-ului în Atlantic), desfășurat între 15 iunie și 30 septembrie 1974, în scopul cercetării influenței exercitate de sistemele tropicale convective asupra circulației atmosferice la scară globală. Avînd ca punct de bază capitala Senegalului, Dakar, această experiență s-a desfășurat în partea orientală a Atlanticului Central, la 1 000 km vest de Dakar, acoperind o suprafață de aproximativ 500 000 km^2. S-au folosit 39 de nave, 12 aeronave, precum și 9 sateliți geostaționari lansați de Statele Unite ale Americii și Uniunea Sovietică. La această experiență au luat parte 4 000 de experți științifici, tehnicieni și membri ai echipajelor. Printre experți s-au aflat și doi cercetători din cadrul Institutului de Meteorologie și Hidrologie.

Experiența E.T.G.A. a fost încununată de un deosebit succes, deoarece datele obținute au putut fi folosite în scopul ameliorării prevederilor de timp pentru regiunile tropicale, s-au dobîndit noi cunoștințe privind formarea și deplasarea ciclonilor tropicali devastatori, precum și măsurile ce trebuie luate pentru prevenirea și prognozarea lor. Rezultatele obținute își găsesc de asemenea o utilizare în protecția navigației aeriene și maritime, precum și în agricultură ;

— *Experiența A.M.T.E.X.* (Experiența transformării maselor de aer) a fost efectuată între februarie 1974 și ianuarie 1975, în scopul studierii și elucidării proceselor de transformare a unei mase de aer ce se deplasează de pe o suprafață continentală rece peste o suprafață oceanică mai caldă. Considerîndu-se că aceste procese sînt deosebit de tipice pentru partea de sud-vest a Japoniei, experiența A.M.T.E.X. s-a desfășurat în această regiune cu colaborarea cercetătorilor japonezi, australieni și americani ;

— *Experiența M.O.N.E.X.* (Experiențe cu musonii din Asia) s-a desfășurat în două perioade distincte în funcție de evoluția circulației aerului în partea de sud a Asiei (M.O.N.E.X. — iarnă și M.O.N.E.X. — vară). Scopul acestei experiențe a fost de a se elucida fenomenele fizice ce favorizează ploile deosebit de abundente, dar și secetele devastatoare din această zonă a globului, iar pe de altă

parte au fost întreprinse o serie de cercetări, avînd drept scop analiza posibilităţilor de îmbunătăţire a prognozelor meteorologice din această regiune ;

— *Experienţa W.A.M.E.X.* (Experienţa asupra maselor de aer din Africa Occidentală) a fost organizată de ţările din Africa de Vest, care au cunoscut şi cunosc efecte deosebit de păgubitoare în economia lor agrară, legată de marile variaţii ale precipitaţiilor de la un an la altul. Principalul obiectiv al experienţei W.A.M.E.X. a constat în elucidarea structurii tridimensionale a maselor de aer, care evoluează în aceste regiuni ale Africii şi de a se cunoaşte în totalitatea lor procesele fizice, ce duc la fluctuaţiile atît de deosebite ale precipitaţiilor atmosferice ;

— *Experienţa P.O.L.E.X.* (Experienţa polară) şi-a propus drept rezultat să completeze volumul de date existente pentru aceste regiuni, furnizînd în plus modele ale proceselor sinoptice ce intervin la latitudinile mari ale Pămîntului şi care au efecte importante asupra circulaţiei generale a atmosferei.

Toate aceste cercetări regionale se înscriu prin rezultatele lor la efortul comun pe care Organizaţia Meteorologică Mondială îl depune pentru o mai profundă cunoaştere a multiplelor fenomene ale oceanului aerian şi pentru elaborarea unor prevederi de timp cît mai aproape de realitate.

În anul 1978, O.M.M. a lansat cea mai importantă acţiune ştiinţifică de cercetare în cadrul *G.A.R.P.*-ului denumită *Experienţa P.E.M.B.* (prima experienţă meteorologică mondială). Mii de specialişti, reprezentînd aproape exclusiv toate ţările lumii, dispunînd de o aparatură extrem de elaborată (sateliţi meteorologici ai Pămîntului, rachete meteorologice, aeronave special echipate, vase maritime, baloane, geamanduri gigantice, calculatoare ultrarapide etc.) au supus vreme de un an întreaga atmosferă terestră şi suprafaţa oceanelor unei supravegheri deosebite. Experienţa s-a desfăşurat de-a lungul a două perioade de cîte două luni — vara şi iarna — urmărindu-se efectuarea unor observaţii speciale pentru regiunile tropicale şi în emisfera australă, regiuni unde staţiile meteorologice sînt mai rare sau chiar lipsesc.

Obiectivul final al acestui considerabil efort internațional a fost definirea limitelor maxime ce pot fi atinse de către previziunile meteorologice curente, cît și studiul mecanismului care determină variațiile climei.

Pentru ca timpul probabil să devină cît mai... precis

Dezvoltarea impetuoasă a științei și tehnicii actuale, crearea de noi ramuri ale economiei naționale, lărgirea sferei de activitate a omului în societatea modernă nu numai că nu exclud, ci chiar presupun cunoașterea cît mai exactă a modului cum va evolua vremea pentru un interval de timp cît mai lung. Într-un viitor apropiat va fi posibil să se utilizeze calculatoare electronice din ce în ce mai perfecționate, care vor permite elaborarea unor modele atmosferice de mare complexitate. Se vor introduce în calcule efectele proceselor de radiație, condensare și convecție, și influența pe care o exercită orografia suprafeței terestre asupra circulației aerului, a producerii precipitațiilor și a altor fenomene meteorologice. Se va extinde și domeniul de aplicabilitate a calculatoarelor electronice, care vor putea fi folosite cu succes în prognoze lunare. Cu ajutorul lor se vor extrage din arhiva meteorologică imprimată pe microfilme și pe cartele perforate, diferitele situații de timp cu evoluții analoage celor din prezent, în vederea elaborării prognozelor de lungă durată. Tot calculatoarele electronice vor permite interpretarea rapidă și de înaltă calitate a informațiilor comunicate de sateliții meteorologici (Anexa 4) asupra formațiilor noroase și asupra bilanțului caloric și radiativ al întregei atmosfere.

Va intra în practica curentă a tuturor institutelor meteorologice posibilitatea ca datele ce sosesc prin sistemele de comunicație să fie introduse direct în calculator, care, pe baza unor programe stabilite anterior le va tria, corecta, completa și prelucra, iar în final, cu ajutorul unui dispozitiv de imprimare automat, se vor obține hărți sinoptice gata trasate. În acest scop vor fi înzestrate toate regiunile globului cu aparatură adecvată, care să asigure uniformitatea în precizia datelor, oferindu-se posibilitatea re-

cepționării de către toate țările a rezultatelor obținute în acest domeniu.

Se preconizează ca datele obținute cu ajutorul sateliților meteorologici geostaționari, care cuprind în raza lor vizuală întreaga planetă, să fie folosite în practica curentă a prevederilor de timp de către toate statele lumii.

Pentru elaborarea prognozelor lunare se va urmări determinarea prin metode sinoptice — statistice a situației atmosferice, în care se produc anomalii lunare însemnate, găsind evoluțiile situațiilor sinoptice analoage celor din trecut. Prognozele anotimpuale vor fi introduse treptat în practica curentă obținîndu-se estimări globale ale temperaturii aerului și ale precipitațiilor. De asemenea se vor studia tipurile predominante ale circulației generale a atmosferei pe perioade îndelungate, ținînd seama de acumularea și de schimbul de energie calorică în sistemul ocean-atmosferă. Se va impune apoi studierea evoluției unor procese esențiale ale circulației în stratosfera inferioară și a efectelor lor asupra aspectelor timpului pe perioade mari.

Nu putem încheia cele de mai sus, fără a aminti de un pas deosebit de important efectuat în prevederea timpului pe termen mediu. Dacă pînă în prezent cu ajutorul calculatoarelor electronice se fac previziuni destul de exacte pentru 2—3 zile și mai rar pentru 4—5 zile, în cadrul Centrului Meteorologic de la Reading (Marea Britanie) cu ajutorul unor ordinatoare speciale s-au elaborat primele prevederi de timp pentru o durată de 10 zile.

La Reading sînt recepționate datele colectate de rețeaua mondială și transmise de Biroul Meteorologic Britanic instalat la Bracknell. Aceste date sînt prelucrate de cel mai puternic ordinator meteorologic existent astăzi în lume, *Cray I*, care efectuează 50 000 000 de operații pe secundă! Ordinatorul nu are nevoie decît de 40 de minute pentru a face o prevedere meteorologică pe 24 de ore, care necesită 120 000 000 000 de operații și doar 3 ore pentru cele aproximativ 540 000 000 000 de operații pentru o prognoză a timpului pe 10 zile.

În ziua de 29 mai 1979, Centrul meteorologic de la Reading a elaborat prima prognoză meteorologică decadală, care a fost considerată satisfăcătoare în ansamblu, iar pentru perioada primelor 8 zile, foarte bună. Cu cît rețeaua de stații meteorologice va fi mai complexă și va putea acoperi

în întregime spațiile încă albe de pe hărțile sinoptice, eficiența ordinatorului va spori și prognozele elaborate vor fi de cea mai bună calitate.

Deși nu este cazul încă a se vorbi de posibilitatea prelucrării datelor meteorologice cu ajutorul ordinatoarelor, în scopul previzionărilor de timp pe o lună, totuși numai reușita unor prognoze pentru o perioadă de 10 zile înseamnă un beneficiu de 25 de ori mai mare față de sumele investite pentru fiecare dintre cele 17 state vest-europene, care și-au conjugat eforturile materiale în scopul obținerii unei prognoze de timp cît mai exacte.

Să fim previzioniști amatori !

Activitatea noastră de zi cu zi este influențată în mare măsură de evoluția vremii. Ploaia, ninsoarea, vîntul, variațiile temperaturii aerului constituie tot atîta elemente de care trebuie să ținem seama. De aceea trebuie să recunoaștem că fiecare dintre noi urmărim cu interes prezentarea în fața micului ecran sau la radio a „buletinului meteo". Datele furnizate de institutul de specialitate asupra vremii, stabilite pe baza unor calcule precise se referă însă, la întreg teritoriul țării și nu pot da indicații amănunțite despre fiecare regiune în parte. De aceea este bine, să cunoaștem anumite reguli de prognoză a vremii, cu caracter strict local, care ne vor fi de real folos, mai ales în drumețiile noastre în diferite regiuni ale țării. Cunoscînd dinainte evoluția vremii vom putea evita unele surprinze puțin plăcute.

Natura ne oferă, în acest sens, multe elemente care pot prevesti anumite schimbări ale vremii, și oamenii care trăiesc mai mult în mijlocul ei au învățat cu timpul să le cunoască. Nu de puține ori s-a întîmplat ca sfatul unui bătrîn păstor, care a trăit zeci de ani în inima munților, să ne fie de un real folos pentru noi, cei mai puțin deprinși să cunoaștem tainele naturii.

Vom încerca în rîndurile ce urmează să discernem din neamul de elemente ale naturii, cîteva pe care să le putem folosi la timpul potrivit în noua noastră calitate de.. „previzioniști amatori".

Indicații în acest sens ne dau felul cum sînt dispuși norii pe bolta cerului, schimbarea direcției și intensității vîntului, oscilațiile temperaturii sau presiunii aerului, dar și comportamentul deosebit al insectelor, păsărilor și animalelor, ce presimt mult mai devreme modificările ce survin în aspectul vremii. Trebuie însă să nu uităm, că prevederea evoluției timpului după semnele locale se poate realiza numai dacă le observăm atent și le interpretăm corect. Observație pripită, fără a lua în considerare un complex de elemente, ne poate duce deseori la o concluzie eronată. Este cunoscut faptul că vremea manifestă o anumită stare de inerție și trebuie să fim foarte prudenți în aprecierea unor elemente ce o definesc. De pildă, după cîteva zile ploioase, chiar dacă aspectul vremii se schimbă uneori brusc, nu trebuie să neglijăm faptul că umezeala prezentă în aer poate genera, în scurt interval de timp, nori cumuliformi ce aduc din nou o instabilitate a timpului.

De regulă norii cumuliformi, dispuși în pîlcuri pe cer în cursul dimineții, sînt un indiciu că vremea se va păstra frumoasă în tot cursul zilei, chiar dacă spre prînz ei vor căpăta o mai mare dezvoltare, acoperind o bună parte din bolta cerului.

Dar, chiar înainte de revărsatul zorilor, cînd bolta cerului devine tot mai luminoasă, căpătînd o strălucire uniformă, pe măsură ce Soarele se pregătește să apară la orizont, iar vîntul adie slab, ne putem aștepta să avem o zi însorită lipsită de intemperii. Indicații de vreme bună ne dau, în timpul toamnei și primăverii, diminețile răcoroase cu cer senin, cînd vîntul suflă slab, fără o direcție precisă. Iar dacă sîntem pe munte și vîntul se pornește să sufle ceva mai tare dinspre sud, putem fi siguri că vremea frumoasă, prielnică excursiilor, poate dura chiar 2—3 zile.

Cîteodată se poate întîmpla ca ceața, care s-a așternut pe văi, să se ridice odată cu revărsatul zorilor și să acopere cerul cu o pînză continuă de nori stratiformi. Ne-am putea aștepta ca vremea să se strice, însă cam pe la orele 9—10, vălul norilor se destramă și vremea se menține frumoasă în tot cursul zilei.

În schimb, dacă Soarele se înalță printr-o vîlvătaie noroasă, intens colorată roșu-arămiu, să fim prudenți, fiindcă timpul se poate schimba brusc, chiar din cursul dimineții. Și tot indicii de vreme instabilă ne oferă ceața, care ridi-

cîndu-se treptat acoperă crestele munților și nu se risipește, ba din contra se îndesește tot mai mult. Prezența pe bolta cerului în primele ore ale dimineții a unor nori alungiți ca niște benzi care au, din loc în loc, protuberanțe asemănătoare unor creneluri de cetate *(Altocumulus castelanus)* prevestesc o vreme instabilă, ce poate începe chiar spre amiază.

Ne putem aștepta ca vremea să se strice în cîteva ore, dacă cerul se acoperă treptat cu nori albicioși, deslînați fără margini precise *(Altocumulus floccus)*.

Îndeosebi în cursul iernii vremea poate să ne ofere surprize neplăcute chiar dacă cerul este senin, dar vîntul începe să bată tare pe crestele munților dinspre vest sau nord-vest. Nu peste mult timp, cerul se va acoperi treptat cu nori dispuși la înălțimi diferite, ce se deplasează haotic, prevestind viscolul care va începe în curînd.

Dacă vîntul suflă tare dintr-o anumită direcție pe creasta muntelui și din sens contrar spre poale, în cîteva ore cerul se va acoperi cu nori denși, iar vremea se va înrăutăți.

De cele mai multe ori, în munții noștri norii ce aduc ploaia și ninsoarea vin dinspre vest sau nord-vest. În Carpații Orientali, vremea rea poate veni și datorită norilor ce se deplasează dinspre nord, iar în Carpații Meridionali, adesea primăvara și toamna cad precipitații abundente și datorită circulației aerului umed dinspre est sau sud-est.

Indiferent dacă ne aflăm la munte sau la șes, cînd în timpul verii, încă din faptul dimineții cerul este alburiu, iar aerul este prea cald și vîntul abia adie, ne putem aștepta ca spre prînz vremea să devină favorabilă averselor de ploaie, însoțite de descărcări electrice.

Indicații de schimbare a vremii ne oferă apariția pe cer a norilor *Cirrus*, subțiri cu forme alungite, ce se termină în croșetă sau virgulă, alteori avînd aspectul unor smocuri, tufe sau asemănători unui schelet de pește uriaș. Ei reprezintă fruntea sistemului noros al frontului cald, și în deosebit toamna și iarna prevestesc apariția unor precipitații de lungă durată, ce se pot declanșa în maximum două zile. Dacă viteza lor de deplasare este mare, iar în scurt interval de timp cerul se acoperă cu nori stratiformi, ne putem aștepta ca precipitațiile să apară încă din cursul aceleiași zile.

În drumeţiile noastre putem fi întîmpinaţi, spre orele prînzului, de apariţia la orizont a unor nori întunecoşi cu aspectul unor turnuri înalte de cetate, care se dezvoltă repede pe verticală. În acest caz trebuie să ne găsim grabnic un adăpost, deoarece în maximum 2—3 ore furtuna se poate dezlănţui cu furie, iar puternicele averse de ploaie însoţite de fulgere şi tunete, generate de prezenţa acestor nori *(Cumulonimbus)* pot fi deosebit de periculoase.

Ce se întîmplă, însă, cînd dimineaţa cerul este acoperit cu nori din care continuă să se cearnă o ploaie măruntă şi rece ? Oare vremea se va menţine în continuare la fel de umedă ? În acest caz un bun indiciu ni-l oferă vîntul, cînd suflă din direcţia în care se deplasează norii, iar spre orizont în partea opusă se iveşte o geană de cer senin. Atunci putem să ne aşteptăm ca în maximum 2—3 ore precipitaţiile să înceteze, iar cerul să devină variabil. În cursul verii, după ce aversele puternice de ploaie s-au „stins", iar norii s-au risipit treptat, este posibil să ne continuăm itinerarul stabilit, însă să fim destul de prudenţi, deoarece uneori, după cîteva ore, cerul se poate acoperi din nou cu nori *Cumulonimbus,* din care să cadă averse de ploaie dar ceva mai puţin intense şi de durată mai redusă. Aceste averse sînt specifice frontului rece secundar, ce ia naştere în spatele celui principal, atunci cînd instabilitatea vremii este mai pronunţată.

În schimb, nu vom porni la drum dacă în cursul dimineţii norii ameninţători acoperă cerul, iar vîntul, care pînă atunci sufla liniştit, începe să se intensifice. Şi tot astfel, vremea se va menţine umedă şi închisă, cînd vîntul bate la sol dintr-o direcţie contrară deplasării norilor pe bolta cerului.

Chiar dacă ploaia a încetat, dar norii stratiformi acoperă în continuare cerul, iar sub ei par din loc în loc nori mai compacţi şi întunecaţi la culoare *(Nimbostratus* şi *Stratus fractus pannus de timp rău)* ce se dezvoltă repede, putem fi siguri că într-o oră sau două, ploaia va reîncepe.

După o zi de excursie la munte, cînd ne îndreptăm osteniţi spre cabană, adeseori ne oprim în loc să admirăm Soarele ce se pregăteşte să apună după culmi. Poate că niciunde apusul Soarelui nu ne oferă o priveliştе atît de

măreață ca acolo sus, în inima munților. Însă, pe lîngă clipele pline de farmec pe care le trăim putem descifra și tainele vremii. Și iată că apusul Soarelui ne oferă unele indicații asupra timpului de a doua zi. Astfel, cînd pe bolta albastră a cerului, presărată doar ici și colo de cîțiva nori luminoși, astrul zilei se pregătește să apună, iar pe măsură ce se apropie tot mai mult de orizont, discul său devine galben-portocaliu, putem fi convinși că și a doua zi timpul se va menține frumos, lipsit de intemperii.

Nu același lucru se va întîmpla cînd Soarele apune într-o vîlvătaie de nori intens colorați spre roșu-sîngeriu, iar mai apoi spre vinețiu. Culoarea atît de intensă a norilor, dar și a cerului, se explică prin umezeala ridicată a aerului, încărcat cu vapori de apă, ceea ce înseamnă că o masă de aer umed va înlocui, într-un timp scurt, aerul mai uscat, schimbînd aspectul vremii.

Dacă, după apusul Soarelui, norii presărați pe cer, încep treptat să se îndescască și privindu-i mai atenți observăm că sînt dispuși la înălțimi diferite, iar vîntul se întețește treptat, sînt tot atîtea semne că vremea se va înrăutăți chiar din cursul nopții.

Și tot astfel, cînd în faptul serii, privind spre înălțimile culmilor, observăm cum se acoperă cu adevărate „căciuli" de nori, ce se mențin și a doua zi dimineață, trebuie să nu ne avîntăm în excursii cu trasee prea lungi, fiindcă timpul ne va oferi surprize puțin plăcute : vijelii, ploi sau ninsori.

La fel, o vreme instabilă, bogată în intemperii, ne-o anunță ceața dinspre seară, care în loc să se risipească prin adîncul văilor, urcă spre coama munților, îmbrăcînd vîrfurile în mantia ei umedă și rece.

Noaptea s-a lăsat peste întreaga fire. De după creste Luna răsare încet, însă parcă mai mare ca de obicei și împăienjenită de o ceață ce-i pălește strălucirea firească. Și de astădată putem să ne așteptăm ca a doua zi să intervină o schimbare în rău a timpului, fiindcă atmosfera este mai încărcată cu vapori de apă decît în mod obișnuit, ceea ce și explică coloritul nefiresc al discului lunar. Iar dacă norii subțiri și stratiformi, ce împînzesc cerul, desenează în jurul astrului nopții fie o coroană lunară, fie cîteodată un halo, vom fi siguri că în cel mult două zile o vreme umedă, cu

precipitații de lungă durată, va înlocui — mai cu seamă în perioada rece a anului — timpul frumos, de pînă atunci.

În nopțile senine și fără lună, cînd puzderia de stele presărate pe înaltul cerului par a avea o strălucire nefirească, iar Calea Lactee apare parcă mai bine conturată ca oricînd, trebuie să ne curmăm totuși entuziasmul, fiindcă a doua zi este posibil ca vremea să se schimbe bruse, iar ploaia sau ninsoarea să nu ne ocolească.

Dar oare numai norii și vîntul sau coloritul cerului ne pot oferi posibilitatea de a prevedea cu o clipă mai devreme schimbarea în bine sau în rău a vremii ? Desigur că nu !

Deseori aflăm de la oamenii ce trăiesc mai mult în mijlocul naturii că prin comportamentul lor diferit, în funcție de anumite schimbări ale timpului, insectele, păsările, animalele și chiar micuțele și plăpîndele flori presărate prin tot locul pot fi de un real folos... previzioniștilor amatori. Este firesc ca aceste ființe, ce trăiesc într-o strînsă interdependență cu natura, să aibă organele senzitive mult mai bine adaptate posibilităților de a sesiza mai devreme decît noi, anumite schimbări ale vremii.

Nu odată ni s-a întîmplat să observăm, vara, cum dintr-odată, prin ferestrele larg deschise ale camerei dau buzna, într-un zbor agitat, musculițe, țînțari și gîngănii de tot felul. Și, nu după mult timp, cerul se înnorează, vîntul se pornește tot mai tare și furtuna se dezlănțuie.

Cum simt apropierea furtunii, albinele intră într-o adevărată agitație în fața urdinișului, furnicile „aleargă" tot mai grăbite spre furnicar, gîndăceii de pe frunzele copacilor se ascund care încotro.

În schimb, dacă pornind la drum prin poienile zmălțuite cu flori de la poalele munților, vom observa cum în fața noastră albinele, fluturii, viespile și multe alte insecte zboară liniștit, culegînd nectarul sau polenul florilor, ne putem continua liniștiți itinerarul propus, fiindcă vremea se va menține caldă și însorită.

Chiar dacă afară timpul este frumos, dar observăm cum rîndunele zboară tot mai razant cu pămîntul în căutarea insectelor, să fim pregătiți că vremea se va strica destul de curînd. Din cauza creșterii cantității de vapori de apă, aripioarele musculițelor, cu care rîndunelele se hrănesc, se umezesc tot mai mult și zborul lor devine mai greoi, silin-

du-le să coboare tot mai mult spre pămînt. La fel ne putem aștepta la o schimbare în rău a vremii, cînd vrăbiile și turturelele se „scaldă" în praf, deoarece aerul mai bogat în umezeală le-a pătruns în pene și le îngreunează zborul.

Cînd ciorile zboară agitat spre pădure, croncănind zgomotos, iar păsările se ascund iute în desișul codrilor, sînt alte dovezi că timpul se va înrăutăți destul de curînd.

Dacă sîntem în excursie la munte și vedem cum deodată șerpii și șopîrlele se furișează repede printre crăpăturile stîncilor, cum căprioarele, cerbii sau mistreții coboară iute spre pădure, iar cîinii părăsesc turma și fug spre colibe sau spre stînă, este foarte posibil ca în cîteva ore furtuna să se dezlănțuie.

Iar, dacă sîntem pe malul mării și observăm că pescărușii nu zboară prea departe de țărm și se rotesc scoțînd „strigăte" stridente, sau ne aflăm pe malul vreunui lac și vedem cum peștii sar tot timpul din apă și broaștele orăcăie tot mai tare, iară sînt dovezi de vreme instabilă.

Și plantele, simțind apropierea furtunii, își închid petalele, își strîng frunzulițele și se apleacă tot mai mult spre tulpină, pentru a întîmpina furia vîntului.

Astfel, scînteiuța-de-munte, cu floarea ei gingașă albăstruie, se apleacă spre pămînt în așteptarea furtunii. La fel și garofița-de-munte, sau delicatele gențiene cu cupele lor atît de divers colorate. În schimb, unele orhidee, cum e de pildă floarea-sîngelui, cu petalele colorate roșu-carmin, semănînd cu un imens rubin, ce răspîndește un puternic miros de vanilie, la apropierea timpului urît se chircește toată, pierzîndu-și pe dată parfumul caracteristic.

Alteori păsările și animalele sălbatice ne pot da de știre, că vremea frumoasă ne va fi în continuare un bun tovarăș de drum.

Cînd sus, pe bolta cerului, uliul se rotește în cercuri largi și se înalță tot mai mult încît abia îl mai zărim, sau cînd pe țărmul mării pescărușii se avîntă în zborul lor plin de grație, departe spre larg, vom fi siguri că o să beneficiem de o vreme caldă și însorită.

Și tot așa, cînd pe malul lacului, abia mai auzim orăcăitul broaștelor, care la fel ca și peștii, rămîn mai mult timp pe fundul apei.

Indicații de vreme frumoasă ne-o dau zborul liliecilor pînă noaptea tîrziu sau țîrîitul îndelungat al greierilor, ca și pînza întinsă pe care o țes paianjenii.

Sosirea timpurie a păsărilor migratoare pe meleagurile noastre este o dovadă în plus că în luna aprilie vremea va fi mai caldă și mai însorită ca de obicei, iar dacă rîndunelele și lăstunii își construiesc cuiburi noi pe pereții dinspre nord ai caselor, ne vom aștepta chiar la o vară caniculară.

Iată deci că natura ne oferă multiple posibilități de a descifra tainele vremii. Trebuie însă să le deprindem cu timpul, de-a lungul drumețiilor noastre pe meleagurile neasemuit de frumoase ale patriei. Să le deprindem și, mai cu seamă, să le interpretăm corect, fiindcă adesea o observație făcută în pripă ne poate fi mai de grabă nefolositoare.

În încheiere, vom menționa, că anumite date calendaristice corespund unor schimbări radicale în aspectul timpului, și de aceea este bine să le cunoaștem.

Astfel, la începutul lunii martie, vremea poate avea de la o zi la alta aspecte cu totul diferite. După o zi de adevărată iarnă timpul poate să se încălzească brusc și Soarele să strălucească cu putere, pentru ca iarăși vremea să se înrăutățească. Sînt așa-numitele „zile ale babelor", care de obicei durează cam între 1 și 9 martie, cînd datorită schimbărilor bruște, ce intervin de la o zi la alta, sau uneori chiar în cursul aceleiași zile, în circulația aerului deasupra țării noastre, aerul cald să fie repede înlocuit cu cel rece și invers.

Aproape în fiecare an între 8 și 13 mai, vremea se poate răci dintr-odată, iar la munte și uneori chiar în zonele mai înalte de deal ninsoarea să ia locul ploii. Sînt așa-numiți „sfinți de gheață", perioadă de timp rece datorită pătrunderii aerului polar, pînă la latitudinea țării noastre.

După ce toamna s-a instalat statornic pe tot întinsul țării, cam spre sfîrșitul lui septembrie, vremea se încălzește brusc și nu de puține ori mercurul termometrului se ridică dincolo de 30°C. Pare o răbufnire nefirească a verii în plină toamnă, poate mai caracteristică pentru Europa Centrală, unde chiar această perioadă se numește „altweibersommer", ceea ce ar însemna „vara fetelor bătrîne", nume care cu timpul s-a încetățenit și pe la noi. În această pe-

rioadă a anului, transportul de aer tropical, mai cu seamă între 23 și 27 septembrie, ne poate oferi surpriza plăcută a unei reîntîlniri cu călduroasele zile de vară.

Și mai tîrziu chiar, cam între 9 și 12 noiembrie, în unii ani mai putem beneficia de reîntoarcerea zilelor călduroase, în așa-numita „vara a sf. Martin", cînd uneori în zilele însorite ale acestui interval, temperatura aerului urcă pînă la peste 25°C.

Sînt anomalii ale vremii, de care trebuie totuși să ținem seama în drumețiile noastre.

Organismele vii au o activitate biologică, cu un caracter mai mult sau mai puțin ritmic. Pe lîngă alți factori care imprimă această ritmicitate sînt și factorii meteorologici. Cu studiul schimbărilor la care sînt supuse organismele, sub influența diferiților factori meteorologici, ca rezultat al unor acțiuni în timp sau al unora de moment, se ocupă *biometeorologia*.

Interdependența între organismele vii și mediul înconjurător, ce poate influența procesele de dezvoltare și chiar de evoluție, a fost semnalată încă din antichitate, de învățații acelor timpuri. Părintele medicinii, *Hippocrat* (460—375 î.e.n.), pornind de la ideea că orice organism are în componența sa și aer, arată că influența factorilor meteorologici este uneori foarte mare pentru menținerea sănătății sau în agravarea unei boli. În lucrarea sa *Despre ape, aer și locuri*, Hippocrat vorbește despre importanța cunoașterii amănunțite a fiecărui anotimp, în scopul combaterii unor boli. Întrucît anotimpurile nu seamănă unul cu altul, fiecăruia dintre ele îi sînt specifice anumite boli (de exemplu, iarna și primăvara sînt anotimpurile în care gripa este mai frecventă). Prin observațiile pe care le-a făcut, Hippocrat poate fi considerat ca autorul primului tratat de *meteoropatologie* și de *climatologie medicală*.

Cele două științe și-au definitivat abia în secolul nostru obiectul de studiu : meteoropatologia cercetează influența elementelor atmosferice în evoluția diferitelor boli, iar climatologia medicală se ocupă cu acțiunea pe care clima o exercită asupra organismului uman.

Celebrul medic și filosof tadjic *Abu-Ali Ibn-Sina* (c. 980—1037) cunoscut de europeni mai ales prin numele latinizat *Avicenna* menționează în „Canonul medicinii" în-

fluențele fenomenelor specifice, care se produc în fiecare anotimp pentru sănătatea omului.

În secolele următoare, acțiunile pe care le exercită fenomenele atmosferice asupra sănătății oamenilor au stat în atenția cercetătorilor. Astfel poate fi amintit medicul și filosoful elvețian *Theophrastus Bombastus von Hohenheim — Paracelsus* (1493—1541) una din figurile cele mai pitorești ale Renașterii, care, în lucrarea sa „Opusparamirum", face și unele referiri asupra rolului pe care-l au intemperiile vremii asupra sănătății oamenilor. Asemenea observații despre influențele pe care le exercită anumite stări ale vremii asupra organismului uman se mai întîlnesc și în lucrările medicului englez *Thomas Sydenham* (1624—1689).

S-a demonstrat că fenomenele atmosferice au influență asupra tuturor viețuitoarelor indiferent de stadiul lor de evoluție. Deoarece aceste fenomene sînt foarte instabile, schimbîndu-se de la un moment la altul, viețuitoarele au o mare putere de adaptabilitate, iar influențele suferite de organisme pot fi vizibile — cum sînt cele provocate de vînt și de umezeală — sau mai puțin vizibile — ca acelea provocate de presiune și de temperatură.

Datorită așa-zișelor stări premeteorice, ce apar înainte ca vremea să se schimbe, unii oameni pot fi adevărate „barometre vii". Alții au simptoame de agravare a unei boli de care suferă (cum sînt cele reumatice, cardiace sau respiratorii), în timpul manifestării unor fenomene meteorologice.

Sînt mai multe cauze care concură la manifestarea reacțiilor organismului la producerea unor fenomene atmosferice : în primul rînd vîrsta, cînd este vorba în special de bolile reumatice și cardiace sau de diferite afecțiuni ale membrelor și articulațiilor, iar în al doilea rînd condițiile fiziologice, cum ar fi oboseala rezultată în urma depunerii unui efort intens, stările postoperatorii, subnutriția, etc.

Unul din parametrii meteorologici, care de cele mai multe ori trece neobservat, este presiunea aerului sau mai de grabă variațiile acesteia. Pentru a înțelege mai bine acest lucru ne vom referi la organismul omenesc. Ca și celelalte organisme are în compoziția sa aer atmosferic ; ca urmare

există un echilibru de presiune între interiorul corpului omenesc și mediul înconjurător. Așa se și explică faptul că nu sîntem striviți de cele 17.000 kg cu care stratul atmosferic apasă asupra corpului nostru !

În condițiile în care organismul este supus unei presiuni mai mici, ca urmare unei ascensiuni pe munte sau a unui zbor cu avionul, reacțiile pot fi diferite : de la dureri de cap însoțite de grețuri, la hemoragii pe urechi sau pe nas, acompaniate de acel „vîjîit" în urechi. Asemenea simptoame nu sînt decît o urmare a diferenței de presiune creată între mediul înconjurător și organism, simptoame ce definesc în ansamblu așa-numita „boală de altitudine". Se mai pot manifesta și alte efecte ale scăderii presiunii, cum ar fi : creșterea vitezei de circulație a sîngelui în corp, reținerea într-o cantitate mai mare a apei în organism, apariția senzației de „greutate" și o mărire a volumului țesuturilor.

Presiunea scade în mod normal la fiecare 11 m cu 1 mmHg, de aceea ascensiunile rapide sînt foarte periculoase, putînd duce la „decompresiune explozivă", prin creșterea presiunii gazelor din cavități. Creșterea presiunii poate duce la mărirea tensiunii arteriale, favorizînd răspîndirea bacteriilor și apariția anumitor maladii cum ar fi trombozele și emboliile.

Organismele sensibile și receptive la oscilațiile presiunii atmosferice trebuie să țină seamă de variațiile medii ale presiunii în funcție de înălțime și de temperatura aerului. În tabelul 14 se pot observa aceste oscilații.

Se cunoaște că în apă presiunea crește cu 760 mm (sau cu o atmosferă) la fiecare 10 m adîncime. Cantitatea mare de gaze, care se dizolvă în sînge, prin scufundare bruscă, dă naștere la o serie de fenomene neuropsihice, care în ultima instanță produc starea cunoscută și sub numele de „beție a adîncurilor". Și fenomenul de decompresie bruscă ce are loc, cînd organismul iese de la o presiune mare la una mică (de exemplu, scufundătorii) imprimă organismului anumite reacții : ieșirea gazelor din țesuturi, formarea unor bule de aer ce apasă asupra țesuturilor sau care pot provoca emboli etc. De aceea, pentru prevenirea unor astfel de accidente, trecerea de la o presiune mare la una mică se face

PRESIUNEA ATMOSFERICĂ ÎN FUNCȚIE DE ÎNĂLȚIME ȘI DE TEMPERATURA AERULUI

Înălțimea (m)	*Temperatura (°C)*	*Presiunea (milibari)*
0	+15,0	1 013,2
1 000	+ 8,5	898,8
2 000	+ 2,0	797,9
3 000	— 4,5	701,0
4 000	—11,0	616,4
5 000	—17,5	540,1
6 000	—24,0	471,7
7 000	—30,5	410,4
8 000	—37,0	355,8
9 000	—43,5	264,3
10 000	—50,0	244,3
11 000	—56,5	226,3
13 000	—56,5	165,3
14 000	—56,5	141,3
15 000	—56,5	120,9

cu ajutorul unor barocamere sau camere de decompresie, în care presiunea scade treptat pînă la valoarea respectivă. Dimpotrivă, pentru ca organismul să suporte o presiune mai mare decît cea normală va fi introdus într-o cameră de compresiune, unde presiunea crește treptat, pînă ce ajunge la valoarea celei în care va trebui să stea. Așa se procedează, de exemplu, pentru a înlesni scufundările acvanauților și pentru a le face lipsite de pericole.

În cazul oamenilor care nu suferă de nici un fel de afecțiune, la oscilațiile bruște ale presiunii atmosferice se observă o creștere a tensiunii arteriale.

Populațiile care trăiesc în zonele de munte și de podișuri înalte au suferit adaptări funcționale și anatomice, în special la organele implicate în procesul de respirație : dezvoltarea capacității pulmonare, mărirea frecvenței respiratorii etc. Fiind adaptați să trăiască într-un mediu cu o pre-

siune mai mică decît cea normală, simptoamele descrise anterior nu se manifestă.

Astfel, locuitorii Tibetului, care trăiesc la o altitudine de aproximativ 5 000 m, cît și cei din localitățile andine cum sînt Mina Chupiquina (Chile), la 5 600 m, sau Mina Quispisije (Peru), la 5 270 m, își desfășoară activitatea la o presiune mult mai coborîtă (450—550 mbar) decît cea normală (1 013 mbar) datorită aclimatizării lor în timp.

Dar ce se întîmplă cu organismul normal la variațiile de temperatură ? Funcția de termoreglare a organismului este influențată în mod direct de temperatura mediului înconjurător, iar pentru menținerea ei acționează o serie întreagă de alte funcții biologice, cum ar fi : respirația, circulația ș.a. Dacă oscilațiile temperaturii sînt bruște, ele favorizează apariția diferitelor boli dintre care frecventă este gripa, răspîndită în special în lunile ianuarie-februarie în emisfera boreală și în iunie-iulie în cea australă. Temperaturile coborîte, favorizează apariția reumatismului, a amigdalitelor etc. ; temperaturile ridicate provoacă o eliminare sporită a apei din organism și totodată și a sărurilor.

Organismul omenesc poate sesiza oscilații de temperatură de ordinul gradelor, dar amplitudinea oscilațiilor este suportată în mod diferit de la un individ la altul. Scăderea bruscă a temperaturii se face simțită în special de către organisme, în anotimpurile de tranziție, adică primăvara și toamna.

Organismele vii reacționează și la variațiile umezelii aerului.

Într-un mediu mai umed, anumite specii de bacterii și virusi se înmulțesc mai repede, așa cum sînt virușii ce produc afecțiuni ale căilor respiratorii. Umezeala ridicată a aerului amplifică efectele unei temperaturi coborîte. Cele două elemente acționînd împreună constituie factorul cel mai activ în apariția și răspîndirea bolilor reumatice.

Și vîntul poate influența activitatea biologică a organismelor. Un vînt mai puternic are drept efect mărirea evapotranspirației la suprafața pielii și o creștere a circulației superficiale și poate de asemenea produce dureri de cap, stări de depresiune nervoasă, amețeli, etc. Aceste simptoame se pare că sînt generate de producerea unor unde electromagnetice cu o lungime de undă mare.

În urma unor numeroase cercetări și observații, s-a ajuns la concluzia că în zonele în care bate föhnul, locuitorii sînt foarte mult influențați negativ de efectele acestuia în perioada sa de activitate.

Nebulozitatea, în mod direct, nu are o influență asupra organismelor, ci mai mult indirect, prin variațiile termice și de umezeală pe care le produce, ca urmare a acoperirii bolții cerești. Influența nebulozității se manifestă în funcție de genul norilor (mai cu seamă în cazul norilor *Cumulonimbus* și *Stratus)* și în funcție de gradul de acoperire a cerului.

Radiația solară în complexitatea ei este unul din parametri meterologici ce are o mare importanță în activitățile biologice ale organismelor.

Atît radiațiile infraroșii (calorice), cît și cele ultraviolete exercită anumite efecte — în special vizuale —, dar și asupra sistemului circulator și a aparatului respirator. O expunere bruscă și prelungită la razele ultraviolete va duce la producerea unor arsuri sau chiar ale unor tumori ale pielii.

Dacă o expunere moderată la razele Soarelui are o acțiune binefăcătoare asupra organismului, în schimb dacă vom sta chiar din prima zi pe plajă timp de cîteva ore, efectul acestora va fi cu totul dăunător.

Electricitatea atmosferică se pare că exercită și ea o influență asupra organismelor, dar încă nu pe deplin elucidată. Cert este că o anumită intensitate a cîmpului electric din atmosferă poate favoriza creșterea plantelor și animalelor.

După cercetările întreprinse de dr. *H.E. Landsberg*, președintele Institutului american de climatologie medicală s-a stabilit că un rol foarte important în multe din schimbările ce se petrec în organismul uman îl au ionii. De pildă, ionii pozitivi provoacă oboseala și durerile de cap, în timp ce ionii negativi, de regulă determină o stare generală bună.

S-a constatat că în timpul erupțiilor solare, ce se repetă după o perioadă de aproximativ 11 ani, viteza de coagulare a sîngelui crește. Datorită fluxului de unde electromagnetice mult mai puternice pe care Soarele le trimite spre Pămînt în aceste perioade, se constată o creștere a ten-

siunii nervoase, vieţuitoarele în general intrînd într-o stare de pronunţată agitaţie.

Faţă de manifestările fenomenelor meteorologice, reacţiile omului sînt diferite în funcţie de anotimp. Vara favorizează mărirea activităţii anumitor glande endocrine. De exemplu, glanda tiroidă, mărită aproape de două ori faţă de normal, duce la creşterea cantităţii de iod în organism. Apropierea unei furtuni poate provoca o îndesire a crizelor de astm, angină pectorală sau a migrenelor ca urmare a formării cîmpurilor încărcate cu electricitate statică, a scăderii temperaturii şi a creşterii umezelii aerului.

Cauzele care influenţează organismele vii, în urma schimbărilor vremii n-au fost încă pe deplin lămurite. Chiar dacă unii factori meteorologici acţionează nefavorabil asupra evoluţiei multor boli, nu înseamnă că fenomenele ce se petrec în atmosferă reprezintă un eventual pericol asupra sănătăţii noastre. Un grup de bioclimatologi vest-germani au ajuns la concluzia că tulburările din organism se datoresc unei molecule numite „aran", foarte bogată în atomi de oxigen.

În general, organismele expuse la acţiunea unor factori meteorologici suportă reacţii mai puternice, cînd aceştia reacţionează pe un teren ereditar.

Căutînd să răspundă întrebării : care anume tip de vreme ar fi optimă pentru organismul uman sănătos, bioclimatologii au ajuns la concluzia că din multe puncte de vedere o temperatură în jur de 20°C şi o umezeală de 70% ar constitui condiţiile necesare acestui deziderat.

Dacă am putea auzi glasul Pămîntului — această uriașă „casă" a celor peste 4 000 000 000 de oameni care o populează în prezent — cu siguranță am descifra și acest apel, lansat din ce în ce mai des, ca urmare a poluării mereu crescînde la care omul îl supune. Dar nu numai Pămîntul „suferă" din cauza poluării, ci și atmosfera.

Faptul că în jurul anului 2000 — așa cum prevăd prognozele demografice — populația globului se va dubla generează necesitatea creșterii producției agricole, vegetale și animale, în scopul asigurării hranei, dar totodată și o dezvoltare mereu mai accentuată a producției de materii prime, de combustibil și de energie.

La Conferința Mondială a O.N.U. asupra mediului înconjurător, ținută în 1972, la Stockholm, s-a definit *poluarea* ca fiind : „modificarea componentelor naturale sau prezența componentelor străine ca urmare a activității omului, și care în lumina cunoștințelor noastre actuale, provoacă prin natura lor, prin concentrația în care se găsesc și prin timpul cît acționează, efecte nocive asupra sănătății, creează disconfort sau împiedecă asupra diferitelor utilizări ale mediului la care acesta putea servi în forma sa exterioară".

Omul își desfășoară activitatea în *biosferă*[1] și de aceea, în permanență, trebuie îndreptată atenția asupra păstrării bunei calități a aerului, solului, apelor și a vegetației.

Oamenii trebuie să se integreze în dezvoltarea armonioasă a naturii și să nu acționeze ca un element distructiv. Atitudinea omului față de natură trebuie să fie aceea

[1] Învelișul Pămîntului în care se manifestă viața și care cuprinde partea superioară a litosferei, hidrosfera și partea inferioară a atmosferei.

a unui bun gospodar, să o ajute în capacitatea ei de reproducție. Trebuie ca prin măsuri cît mai eficiente să se asigure reținerea și eliminarea efectelor nocive, ce ar putea rezulta ca urmare a activității tot mai intense, de realizare a bunurilor materiale, în așa fel, ca mediul înconjurător să fie cît mai puțin afectat.

Astfel, în analiza poluării mediului trebuie să se cunoască ce cantitate de elemente nearse complet „furnizăm" atmosferei, ce cantitate de bioxid de carbon rezultă în urma arderii cărbunilor, gazelor și petrolului, ce cantitate de praf și pulberi se înalță în atmosferă și care este influența lor asupra radiației solare. De aceea este necesar să se cunoască modul în care aceste emanații influențează bunul curs al vieții.

Cînd concentrația substanțelor toxice în apă, pe pămînt și în atmosferă atinge anumite praguri ce depășesc limitele suportabilității, situația devine alarmantă și se impune luarea unor măsuri urgente și eficace. În ultimul timp, în diferite zone ale globului — în special în cele puternic industrializate — a crescut concentrația oxizilor de sulf, a particulelor de metale grele, a resturilor nearse de carburanți și a altor diverși poluanți.

Dar ce înseamnă poluant ? Conferința Mondială a ONU pentru mediul înconjurător a definit *poluantul* (noxa) : „orice substanță lichidă, solidă sau gazoasă, rezultată din procese chimice, fizice sau biologice și care răspîndită în aer devine dăunătoare organismelor vii, bunurilor materiale și peisajului". Prin poluarea atmosferei — deci și a aerului pe care îl respirăm — se modifică compoziția sa normală ca urmare a pătrunderii elementelor străine, care nu fac parte din compoziția sa.

Ar fi greșit să se creadă că poluarea este un efect numai al dezvoltării industriale la care asistăm astăzi. Și în trecut s-a semnalat apariția unor surse de poluare naturale sau artificiale. Încă din secolul al XIII-lea, orașul Londra era expus poluării cu produși rezultați în urma arderii cărbunilor pentru încălzirea locuințelor. Se poate spune însă despre poluarea aerului în zilele noastre că a devenit din ce în ce mai intensă ca urmare a înmulțirii surselor ce o produce și a apariției unui număr mult mai mare de poluanți, rezultați în urma creării unor noi ramuri industriale (ex. : industria chimică, petrolieră, etc).

Cît despre sursele naturale de poluare, acestea au acționat încă de la formarea Pămîntului ca planetă, dar cu intensități diferite în anumite perioade (în urma erupțiilor vulcanice, în timpul furtunilor și uraganelor, a inundațiilor etc).

Întrucît produșii de impurificare a aerului acționează diferit, în funcție de natura lor și de felul în care sînt răspîndiți, oamenii de știință au încercat să-i clasifice după diferite criterii. Unul dintre criterii ar fi natura surselor care le produc, adică se are în vedere dacă poluanții sînt naturali sau artificiali (produși ca urmare a activităților umane). Un alt criteriu de clasificare a poluanților atmosferici se referă la forma fizică sub care ei sînt răspîndiți : solidă, lichidă sau gazoasă. În funcție de procesele și fenomenele care au participat la formarea poluanților, se mai pot clasifica în : poluanți fizici, chimici și biologici. În sfîrșit, în funcție de acțiunea în timp a efectelor produse, poluanții se pot diviza în două grupe : cu acțiune lentă (progresivă) și rapidă (explozivă) — ambele categorii fiind la fel de periculoase, cînd depășesc pragurile admise.

În cele ce urmează se vor menționa unii dintre cei mai răspîndiți poluanți ce se găsesc în atmosferă, în funcție de natura producerii lor.

Dintre factorii naturali, care generează poluanți — indiferent de forma și natura lor — cei mai importanți sînt :

— *solul*, în urma fenomenelor de eroziune produse la rîndul lor și datorită acțiunii fenomenelor meteorologice, „alimentează" atmosfera continuu cu particule infime de pulbere și praf ;

— *vulcanii*, datorită erupțiilor ce degajă substanțe lichide, solide și gazoase în atmosferă și care sînt răspîndite cu atît mai mult, cu cît erupția este mai puternică ;

— *regnul animal și vegetal*, prin eliminarea diverselor produse în aer (polen, păr, produse metabolice etc.) și care datorită vîntului sînt răspîndite în atmosferă ;

— *praful cosmic și meteoritic*, reținut în anumite cantități în atmosferă sau dimpotrivă depus la suprafața pămîntului.

Dar cele mai puternice și mai intense sînt *sursele artificiale de poluare*, rezultate ale diferitelor activități umane, *asupra* cărora de fapt se trage semnalul de alarmă.

Cei mai răspîndiți sînt poluanții rezultați în urma produselor industriale (în combinate siderurgice, chimice, metalurgice, în fabricile de materiale de construcție) de pildă oxizii de fier, plumb, cupru, zinc, siliciu, etc, la care se adaugă poluanții rezultați în urma diferitelor procese de ardere (în scopul producerii de energie sau pentru încălzirea locuințelor) cum sînt oxizii de sulf, de azot și de carbon precum și hidrocarburile ce sînt deosebit de periculoase fiind cancerigene.

Poluanții rezultați ca urmare a arderii incomplete a diferiților carburanți sînt cu atît mai numeroși cu cît carburantul utilizat este de calitate mai slabă. Un „aport" deosebit în ceea ce privește furnizarea de poluanți îl aduc în momentul de față transportul rutier datorită eliminării oxidului de carbon, bioxidului de carbon, hidrocarburilor, plumbului ș.a., ca urmare a arderii benzinei, motorinei și a celorlalți carburanți utilizați. Și celelalte feluri de transporturi, respectiv cele aeriene, feroviare și maritime constituie surse de poluare, dar în proporție mai redusă. S-a calculat că numai deasupra teritoriului Statelor Unite ale Americii, în 1978 s-au eliberat 35 000 000 tone hidrocarburi, rezultate în urma arderii benzinei de automobil.

Dintre poluanții amintiți, cei mai nocivi și cu un mare grad de răspîndire sînt de menționat :

— *oxidul de carbon*, un gaz fără culoare, fără gust și fără miros, care are o acțiune asfixiantă și este foarte periculos pentru organism, neputînd fi depistat de organele de simț. Influența asupra circulației sîngelui și aparatului respirator este foarte mare. Depășind pragul de toleranță, creează senzația de sufocare, dureri de cap, somnolență, greață etc. Oxidul de carbon este un produs rezultat în urma arderii incomplete, sau în urma arderilor la care oxigenul nu este în cantitate suficientă. Este o emanație specifică automobilelor. Se găsește, de asemenea, în cantități mari, în zonele industriale, în preajma combinatelor, la care se utilizează pentru ardere carburanți ;

— *bioxidul de carbon*, tot un produs rezultat din arderea combustibililor, fără acțiune toxică asupra organismelor, dar poate produce schimbări în echilibrul climatic al planetei, generînd așa numitul „efect de seră", despre care s-a amintit. Sursele de producere ale bioxidului de carbon sînt multiple, începînd de la arderea carburanților

și de la deșeurile provenite din industria chimică, pînă la emanațiile vulcanice și izvoarele minerale. Zona cu cea mai mare concentrație în bioxid de carbon se află între 10 m și 4 km altitudine. Sub înălțimea de 10 m, concentrația de bioxid de carbon este redusă, din cauza vegetației, care-l absoarbe prin procesul de fotosinteză și datorită reținerii sale de către oceanul planetar. Dacă, însă bioxidul de carbon ar dispare din atmosferă, temperatura aerului ar scădea cu peste 20°C instalîndu-se pe Pămînt un climat polar.

— *bioxidul de sulf și trioxidul de sulf*, sînt rezultați ca urmare a arderii incomplete a cărbunilor și petrolului, sau emanați în timpul procesului de fabricație a acidului sulfuric. Acțiunea lor se manifestă mai întîi asupra căilor respiratorii, putînd genera bronșite cronice. Anual, din sursele naturale și artificiale ale planetei, se degajă de la suprafața pămîntului, cca 80 000 000 tone de bioxid de sulf. Prin oxidarea sa se formează în atmosferă trioxid de sulf, care la rîndul lui, în prezența apei, se transformă în acid sulfuric, un frecvent poluant aflat în atmosfera de deasupra centrelor industriale ;

— *oxizii de azot*, reprezintă tot un produs rezultat în urma arderii unor combustibili utilizați în transporturi. Cei mai răspîndiți sînt monoxidul de azot și bioxidul de azot, ambii cu o acțiune iritantă, acționînd asupra căilor respiratorii, creînd senzația de sufocare ;

— *smogul*[1] *fotochimic*, o altă sursă de poluare, de astădată cu acțiune mult mai complexă, în sensul că produce perturbări atît în straturile inferioare ale atmosferei, cît și în buna desfășurare a proceselor fiziologice. Se formează deasupra marilor aglomerații urbane, în condițiile producerii unor inversiuni de temperatură. Contribuția cea mai mare a acestui tip de smog o are eliminarea produselor de ardere ale motoarelor autoturismelor, vaporii de benzină puși în libertate în timpul alimentării la stațiile de benzină, fumul rezultat în urma arderii deșeurilor solide și

[1] *Smog* — amestecul dintre produșii de ardere ai diferiților carburanți cu vaporii de apă și praful din atmosferă, ce stagnează sub forma unui strat deasupra marilor centre industriale. În limba engleză, smog = ceață deasă și fum.

emanaţiile tuturor obiectivelor industriale. Datorită unei ventilări naturale imperfecte a aerului, specifică marilor oraşe, toate suspensiile, „plutesc" deasupra localităţilor. Razele solare, acţionînd asupra hidrocarburilor nearse şi asupra oxizilor de sulf şi de azot, generează reacţii fotochimice, ce duc la formarea hidrocarburilor oxidate, care reduc vizibilitatea şi creează smogul fotochimic (alb). Acesta are repercusiuni asupra organului vizual, datorită aldehidelor şi fenolilor care îi conţine. Exemplu de oraşe afectate de smog fotochimic : Los Angels, Denver, Tokio, Milano, etc ;

— *smogul negru* (obişnuit), este un alt agent poluant specific marilor aglomerări industriale. De astă dată cantităţile şi concentraţiile de gaze depăşesc limitele tolerabile, trecînd de foarte multe ori de „pragul de alarmă". În urma arderii şi evaporării combustibililor solizi sau lichizi, sînt puse în libertate diferite particule solide sau lichide şi fum. Cînd concentraţia acestor emanaţii în bioxid de carbon este mare, stratul de aer afectat ia o culoare închisă, cenuşie sau chiar neagră. Datorită numărului foarte mare de particule aflate în suspensie şi din cauza slabei ventilaţii existente, pe de o parte ele reflectă şi absorb o parte din radiaţia solară, iar pe de altă parte au rol de ecran, nelăsînd căldura să fie degajată. Aerul cald din imediata apropiere a solului, ridicîndu-se şi ajungînd la nivelul acoperişurilor, primeşte o cantitate suplimentară de căldură, încărcîndu-se şi cu impurităţile amintite.

Amestecul de fum şi praf format din infimele particule care se răcesc noaptea şi pe care condensează vaporii de apă formează smogul negru. Au rămas de tristă amintire, cîteva cazuri cum au fost în 1930 pe valea Meusei (Belgia), în 1948 la Donora (S.U.A.), în 1952 la Londra şi în 1966 la New-York, cînd locuitorii au plătit un greu tribut — prin vieţi omeneşti — smogului. La Tokio, unul din oraşele în care poluarea prin smog, în anumite perioade, atinge cote alarmante, s-au creat instalaţii automate de supraveghere a poluării şi care avertizează în timp util pentru a se lua măsuri urgente. Un asemenea caz s-a petrecut în 1969, cînd alarma a durat 5 luni, iar transportul către marele oraş a fost întrerupt ;

— *ozonul*, această componentă de mare preţ a oceanului aerian, cînd depăşeşte o anumită concentraţie în

straturile inferioare ale atmosferei, ca urmare a reacției fotochimice, devine agent poluant, declanșînd „alarma ozonică". Concentrația maximă de ozon, admisă în aerul respirabil este de 0,1 p.p.m. (părți pe milion). Depășirea acestei concentrații produce dereglări în respirație — prin accese de tuse — lăcrimarea ochilor etc.

Chiar de la începutul secolului al XX-lea în unele mari aglomerări urbane (New York, Cincinatti, Los Angeles, Londra, Manchester, Cardiff etc) s-a făcut tot mai resimțită poluarea aerului. Acestora li s-a adăugat alte zone în care poluarea a devenit de-a dreptul alarmantă : bazinul Ruhrului, valea Meusei, Tokio, San Francisco, Torino, Milano etc. Luîndu-se măsuri parțiale și izolate, intensitatea poluării nu a putut fi diminuată totdeauna, ajungîndu-se în anumite situații la producerea unor intoxicații sau sufocări în masă, așa cum s-a amintit.

În funcție de reacțiile pe care le produc asupra organismelor vii poluanții pot avea acțiune : iritantă, toxică, fibrozantă (producînd fibroza pulmonară), alergică, infectantă, cancerigenă etc.

În scopul creșterii continuie a calității vieții, problema ocrotirii eficiente a mediului înconjurător împotriva poluării, trebuie înțeleasă ca o problemă de conștiință cetățenească la nivelul fiecărei națiuni și de cooperare internațională între toate țările.

În scopul diminuării poluării se pot lua mai multe feluri de măsuri :

— *utilizarea rațională a combustibililor*, prin asigurarea arderii cît mai complete a acestora și înlocuirea în scopul încălzirii locuințelor a combustibililor inferiori cu cei superiori, sau prelucrarea primară a combustibililor utilizați, pentru extragerea parțială a unor reziduuri, ce ar favoriza o poluare accentuată ;

— *utilarea întreprinderilor cu echipamente speciale* de control, supraveghere și filtrare a surselor de poluare. În acest fel întreprinderile ce emană poluanți vor fi autodotate cu aparatură de control și avertizare a concentrațiilor, cu instalații și filtre de ventilare și reținere a noxelor sau se vor crea posibilități de eliminare a deșeurilor la o altitudine cît mai mare, prin construirea de coșuri înalte ;

— *măsuri organizatorice și de ordin edilitar*, ce se dovedesc foarte eficiente, deoarece reduc substanțial posibilitatea de poluare excesivă : amplasarea obiectivelor poluante în zone stabilite în urma unor studii climatologice ; construirea obiectivelor industriale în afara localităților și la distanțe mari pentru a nu intra în zona de influență a microclimatului localității ; mărirea suprafețelor de spații verzi ; optimizarea transporturilor sub aspectul consumului de carburanți, a stabilirii vitezei de deplasare, și a utilizării cît mai raționale a motoarelor și carburanților ;

— *măsuri cu caracter preventiv*, care stabilesc pragul de avertizare sau de concentrații maxime admise.

În țara noastră protecția mediului înconjurător constituie o parte integrantă a activității generale de dezvoltare economico-socială.

La Conferința Națională a P.C.R., din 19—21 iulie 1972, tovarășul Nicolae Ceaușescu, secretar general al Partidului Comunist Român, a arătat că „ținînd seama de ritmul înalt în care se dezvoltă industria, de introducerea tot mai accentuată în viața societății a elementelor civilizației moderne, o problemă de importanță vitală pentru națiunea noastră este protejarea mediului înconjurător. Este necesar să luăm măsuri riguroase pentru combaterea noxelor industriale, preîntîmpinarea poluării apei și aerului, protecția pădurilor, lacurilor, munților, a locurilor considerate monumente ale naturii. Este o datorie de onoare a Partidului, a întregului nostru popor să facă totul pentru asigurarea cadrului ambiant propice ocrotirii sănătății oamenilor, pentru păstrarea nealterată a frumuseților patriei, pentru a transmite generațiilor viitoare toate darurile cu care natura a hărăzit România".

În scopul aplicării unitare a unui ansamblu de măsuri, Legea din 20 iunie 1973 are în vedere ca valorificarea superioară a resurselor naturale și folosirea din plin a cuceririlor tehnico-științifice contemporane să se desfășoare în condițiile protejării mediului înconjurător.

La 2 martie 1974 a fost înființat, printr-un decret al Consiliului de Stat, „Consiliul Național pentru Protecția Mediului Înconjurător".

Academia Republicii Socialiste România a elaborat, la scară națională, un program de cercetare în ceea ce privește poluarea mediului. În cadrul acestui program, Institutul de Meteorologie și Hidrologie își aduce aportul printr-o serie de acțiuni, cum ar fi : supravegherea gradului de impurificare cu poluanți atmosferici a unor zone intens industrializate, stabilirea cazurilor de depășire a normelor admise, depistarea și analiza poluanților cuprinși în precipitațiile lichide și solide etc.

O serie de reglementări implică responsabilități pentru cei care ar putea genera surse de poluare, astfel încît să se preîntîmpine apariția unor asemenea fenomene.

În ceea ce privește perspectiva anilor viitori, directivele Congresului al XII-lea al P.C.R. prevăd ca, în ceea ce privește protecția mediului înconjurător, să fie întreprinse noi măsuri pentru respectarea strictă a limitelor admisibile în procesele generatoare de noxe, precum și pentru recuperarea substanțelor reziduale, construirea de stații de epurare a aerului și apei, introducerea unor mijloace de transport nepoluante, în scopul combaterii poluării atmosferei și zgomotului, în special în centrele urbane.

Încă de la apariţia primilor reprezentanţi ai regnurilor animal şi vegetal în zbuciumata istorie a Pămîntului, clima a fost aceea care a avut un cuvînt de spus în repartiţia vieţuitoarelor, în evoluţia lor de-a lungul timpului, în schimbarea aspectului lor, în felul de hrană sau în modul de a-şi construi adăposturile etc. Dacă plantele şi animalele au ajuns să aibă astăzi caracteristicile pe care le observăm la fiecare specie în parte, aceasta nu este decît rezultatul adaptării lor la mediu, prin perpetuarea raselor, genurilor şi speciilor care s-au dovedit mai puternice în lupta cu natura sau a celor care au reuşit să supravieţuiască capriciilor atît de schimbătoare ale climei de-a lungul erelor.

În funcţie de zonele climatice s-au format zonele de vegetaţie, iar acestea, la rîndul lor, constituind baza hranei şi mijlocul de adăpost al animalelor, a influenţat răspîndirea lor. Dacă plantele din regiunile deşertice au rădăcini adînci şi frunze groase ceruite, aceasta nu este decît o adaptare a lor la mediul respectiv, la o climă uscată şi caldă, pentru a putea absorbi apa de la o adîncime cît mai mare şi a împiedica transpiraţia prea puternică. Dacă animalele aceleiaşi zone sînt acoperite cu o crustă chitinoasă şi pot supravieţui un timp îndelungat fără apă, este tot o adaptare la climatul locului respectiv contra unei deshidratări prea puternice. Toate vieţuitoarele din ţinuturile polare au o blană scurtă, deasă şi în permanenţă alimentată cu grăsime pentru a le feri de gerurile năprasnice, dar şi pentru a le înlesni înotul în căutarea hranei. Studiul vieţii animalelor şi plantelor ne poate oferi numeroase exemple de acest fel.

Nici înfăţişarea Pămîntului n-a scăpat de capriciile climei. Aspectul actual al scoarţei terestre oglindeşte şi evo-

luția climatului erelor geologice. Alături de activitatea tectonică, eroziunea cauzată în principal de diferențele de temperatură, de vînt și de precipitații este un mare modelator al scoarței terestre. Martore ale acțiunii ei sînt numeroase monumente ale naturii, canioanele, văile sau „sculpturile" din diferite straturi de roci. Sînt celebre canioanele Colorado și Yellowstone sau fantasticele forme ale rocilor erodate din Bad Lands (S.U.A., statul Dakota de Sud). La noi în țară, cine nu a auzit de Babele din Bucegi sau de Sfinxul din Ciucaș ?

Oamenii, cu toate posibilitățile științifice și tehnice cunoscute în momentul de față, sînt „supuși" climei, pornind de la succesiunea zilelor și nopților, care imprimă ritmul de viață și de activitate, și pînă la una dintre cele mai importante ocupații ale omului, agricultura, care se desfășoară în funcție de anotimpuri. Dar influența climei nu se manifestă numai asupra ritmului de viață și de activitatea a oamenilor, ci și în multe alte direcții. Astfel, chiar îmbrăcămintea reflectă adaptarea omului : de la acel *pagne* sau șorț pe care îl poartă membrii unor triburi din Africa și America de Sud la costumul special făcut cu unul sau mai multe rînduri de blană de către locuitorii zonelor polare și subpolare, la pălăriile conice purtate de locuitorii din sud-estul Asiei confecționate din pai sau la turbanele locuitorilor din Orient ; însăși culoarea predominant deschisă a veștmintelor lor îi protejează de arșița îndelungată a Soarelui.

Omul a învățat să-și construiască adăpostul în funcție de clima la care s-a adaptat să trăiască : locuitorii din țările calde își amenajează locuința din materiale ușoare și răcoroase, din bîrne sau din bambus și pămînt, înlesnindu-i o mai bună aerisire și răcorire. În regiunile temperate, oamenii au inventat alte materiale de construcție mai rezistente, care să păstreze mai multă căldură iarna, dar să permită și o răcorire în anotimpul cald : cimentul, cărămida, țigla și tabla sînt materialele cele mai frecvente.

În zonele reci, locuințele sînt prevăzute cu ferestre și pereți dubli, cu materiale termoizolante și posibilități de încălzire. În ținuturile polare, din lipsa altor materiale de construcție, omul și-a construit locuința din bucăți de gheață și zăpadă, (*igloo*-ul) căptușită prin interior cu blănurile vulpilor și ursilor polari vînați.

Aspectul locuințelor din cîmpie este diferit de cel al celor din zona deluroasă sau montană. În această zonă, precipitațiile fiind mai reduse și predominînd mai mult cele lichide, au determinat pe localnici ca acoperișurile caselor să aibă o înclinație mai mică față de a celor construite în zona montană, care au o înclinare foarte mare, cu scopul de a reține cît mai puțin cantitatea sporită de precipitații lichide și solide.

În vechime oamenii suportau mult mai greu variațiile climatice ivite în timpul deplasărilor pe care le făceau. Astăzi, cu posibilitățile tehnice existente, oamenii se adaptează mult mai ușor unui climat impropriu, cu ajutorul diferitelor materiale moderne de construcție sau cu instalațiile de aer condiționat.

Meteorologia are din ce în ce mai mult o deosebită importanță practică. Prevăzînd fenomenele meteorologice, care pot aduce pagube în agricultură, se iau măsuri pentru diminuarea sau evitarea pierderilor. O ramură specială a meteorologiei, *agrometeorologia*, se ocupă cu studiul influenței fenomenelor meteorologice în producția agricolă. Toate unitățile agricole primesc informații referitoare la schimbarea timpului și asupra apariției fenomenelor dăunătoare agriculturii, cum sînt bruma, înghețul, grindina, etc.

Pentru efectuarea în bune condiții a transporturilor trebuie cunoscute condițiile meteorologice în care acestea se desfășoară. Traficul aerian beneficiază cel mai mult de cunoașterea lor : avioanele nu decolează pînă nu primesc buletinul meteorologic de zbor, care aduc la cunoștința pilotului navei eventualele schimbări meteorologice în ruta pe care urmează s-a parcurgă. El primește și în timpul zborului numeroase indicații referitoare la starea atmosferei. Transportul maritim poate fi influențat și de necunoașterea situației meteorologice a rutei. Fenomenele cele mai periculoase sînt ceața, vîntul și înghețul. De aceea marile nave sînt prevăzute cu radare meteorologice, care pot căpăta informații și de la sateliții meteorologici special lansați.

Și transportul pe calea ferată sau cel rutier beneficiază de ajutorul meteorologiei. Iarna, cînd viscolele blochează circulația, buletinele meteorologice indică zonele în care traficul feroviar și rutier este întrerupt. Precipitațiile

abundente, precum și înghețul și dezghețul pot provoca distrugeri ale autostrăzilor, podurilor și terasamentelor.

O mare importanță o au studiile climatologice cu privire la amplasarea judicioasă a unor noi obiective industriale, funcționale sau a locurilor de odihnă. Se știe că zonele de relief înconjurate de munți nu permit scurgerea și ventilarea aerului, înlesnind persistarea aerului poluat și formarea inversiunilor de temperatură. Ca urmare, compușii și reziduurile chimice formate nu se pot împrăștia în atmosferă, rămînînd în straturile cele mai inferioare ale atmosferei și avînd urmări negative în viața omului, animalelor și plantelor regiunilor respective. În momentul de față, amplasarea noilor obiective industriale, cum sînt cele chimice sau siderurgice, se face în urma studiului de microclimat al localității respective. În nici un caz nu se vor amplasa în direcția predominantă a vîntului, deoarece fumul se va abate asupra localității. De aceea se ține seamă și de amplasarea noilor cartiere de locuințe, a spațiilor verzi de recreere și de odihnă sau a sanatoriilor. De exemplu, pentru amplasarea cît mai bună a unui obiectiv industrial (fabrică, combinat, barajul unei hidrocentrale etc.), se va lua în considerație zona în care precipitațiile sînt cele mai reduse, în care este un interval anual mai mare de temperaturi ridicate, cu un număr de zile cît mai mic de depunere a gheții și cu o durată cît mai mică a stratului de zăpadă. Amplasarea unui aeroport într-o zonă în care ceața este foarte frecventă, cu un plafon al norilor scăzut, cu o frecvență mare a orajelor și cu vînturi persistente puternice este cît se poate de greșită, deoarece traficul aerian este mereu întrerupt.

Un studiu climatologic amănunțit este necesar și înainte de începerea unei construcții : în cazul unui bloc de locuințe se va ține cont de direcția predominantă a vîntului, orientîndu-se pe direcția vîntului pentru a nu fi supus acțiunii acestuia. Obiectivele industriale care poluează aerul vor fi înconjurate de perdele de vegetație, care au rolul de purificare a atmosferei. În calculul capacităților de evacuare a apei din precipitații se va ține seama de cantitățile maxime căzute în zona respectivă. Pentru asigurarea unei bune funcționări a hidrocentralelor trebuie cunoscute regimurile de precipitații și de îngheț. În pro-

iectarea liniilor electrice și în amplasarea și forma stîlpilor determinante vor fi direcțiile predominante ale vîntului și depunerile de gheață pe conductori, sporindu-se parametrii de rezistență a construcției respective.

Tratamentele balneoclimatice presupun studii climatologice anterioare pentru îndeplinirea scopului lor. În amplasarea spitalelor, a sanatoriilor și a localităților balneare se ține seama de condițiile climatice locale. Amenajarea unor microclimate optime în halele de lucru, în încăperi, în școli, în fabrici ș.a. are o mare importanță în obținerea unui randament maxim al omului în munca sa.

Din cele arătate mai sus rezultă marea importantă ce se acordă în momentul de față studiilor climatologice, cunoașterea diferitelor fenomene meteorologice, gradul lor de manifestare și frecvența apariției lor în zona în care ne interesează. Fără nelipsitul studiu climatologic, omul nu va putea valorifica în cel mai înalt grad obiectivul industrial construit și țelurile propuse de el nu vor putea fi în întregime realizate, de multe ori ivindu-se chiar efecte neașteptate și contrare. De aceea în prezent se acordă o deosebită importanță cunoașterii amănunțite a condițiilor naturale ale mediului în care omul își desfășoară activitatea sa creatoare.

Se schimbă clima Pămîntului ?

Manifestările deosebite ale vremii din ultimul deceniu, prin caracterul lor neobișnuit, au făcut pe mulți cercetători care studiază evoluția fenomenelor climatice, să-și pună o întrebare cît se poate de firească : se schimbă clima [1] Pămîntului ?

Într-adevăr, seceta cumplită care s-a abătut ani în șir asupra mai multor state din zona Sahelului, inundațiile mari produse pe Mississippi în primăvara lui 1973, core-

[1] *Clima* reprezintă regimul mediu multianual al proceselor și fenomenelor meteorologice, caracteristice unei anumite regiuni sau a întregului glob, determinat de radiația solară și de circulația generală a atmosferei, care variază în raport cu poziția pe Pămînt, cu altitudinea absolută și cu configurația reliefului.

late cu viscolul cu totul neobișnuit declanșat în luna august a aceluiași an în unele regiuni din vestul Statelor Unite ale Americii — unde stratul de zăpadă a atins 20 cm distrugînd complet recoltele —, iarna neobișnuit de călduroasă și secetoasă a lui 1975 din R. F. Germania, în care s-au depășit recorduri de temperatură vechi de peste 200 de ani, alături de vara neașteptat de friguroasă din 1978, din vestul și centrul Europei ; ploile torențiale ce au căzut timp de aproape 50 de zile în șir, în 1979, în statele din centrul și sudul Braziliei, ce au determinat cele mai cumplite inundații din istoria acestei țări — care au afectat o zonă de peste 800 000 km ^{2} — par a fi dovezi deosebit de concludente în ceea ce privește răspunsul afirmativ la întrebarea formulată mai înainte.

De fapt ideea unei instabilități a climatului pare a fi frecvent întîlnită, nu numai în cercurile specialiștilor, ci a devenit de mai multă vreme un subiect destul de frecvent abordat de toată lumea. Nu de puține ori se afirmă că iernile nu mai sînt ca altădată, verile sînt mai puțin călduroase, anotimpurile și-au pierdut din caracterul lor specific etc.

Nu putem nega realitatea unor asemenea afirmații, însă trebuie să recunoaștem că ele se referă la perioade de timp relativ scurte. Oamenii selectează, de regulă, anumite perturbări ivite în aspectul normal al schemelor unanim acceptate ale desfășurării sistematice a anotimpurilor și a evenimentelor legate de acestea.

Oamenii sînt preocupați mai mult sau mai puțin permanent de climatul în care trăiesc, deoarece nu există nici o ființă vie pe planeta noastră, care să nu fie supusă influențelor climei. Este drept, că dintre toate activitățile umane, agricultura, creșterea vitelor și pescuitul pe mări și pe oceane, sînt cele mai des supuse hazardului climei. Dar nu este mai puțin adevărat că, în fond, acestea sînt practic singurele resurse alimentare pentru populația globului.

Iar dacă ne gîndim că multe civilizații ale trecutului, cum au fost cele din valea Indusului, hitită și miceniană, sau imperiul african Mali au pierit — după cum afirmă arheologul american *Rhys Carpenter* de la Colegiul Bryn Mawr — Philadelphia — „nu din cauza invaziilor popoarelor migratoare, ci datorită unor perioade specifice cu

climat rece, care au dus la secete cumplite, ceea ce a făcut ca populaţiile să părăsească ţinuturile de baştină", putem să înţelegem şi mai bine că puternice anomalii climatice au avut un efect determinant, însăşi asupra evoluţiei societăţii.

Fiindcă, tot ne-am adresat trecutului, este cazul să facem o scurtă incursiune în istoria multimilenară a climei Pămîntului. Nu vom face apel la datele ce se referă la evoluţia climei din erele trecutului geologic al Pămîntului, ci ne vom referi la o perioadă mult mai «scurtă» de numai... 1 000 000 de ani, care ne interesează în mod deosebit, deoarece de ea este legată apariţia şi evoluţia omului pe planeta noastră.

Cercetările paleoclimatice referitoare la această perioadă au desprins în evoluţia climei 4 oscilaţii cu efecte determinante asupra evoluţiei vieţii pe Pămînt — glaciaţiunile, separate de fazele interglaciare. În ultima vreme studii mai amănunţite, efectuate în special asupra fosilelor oceanice ne-au oferit — ca şi cu alte ocazii — o surpriză : de fapt au fost 10 faze glaciare avînd fiecare o durată ipotetică de 80 000 de ani riguros separate de perioade interglaciare, mai calde, dar mult mai scurte, de aproximativ 15 000—20 000 de ani.

Ne aflăm, cu alte cuvinte, în ultima fază interglaciară, care a debutat în urmă cu 8 000 sau poate 10 000 de ani. În ultima fază glaciară, imensele calote de gheaţă acopereau mai bine de 30 000 000 km² — adică aproximativ 15% — din întreaga suprafaţă a globului.

Perioada interglaciară a debutat, după cum ne-o dovedesc cercetările făcute asupra compoziţiei izotopice a planctonului fosil, precum şi asupra analizei izotopice a oxigenului din gheţurile Groenlandei, printr-o încălzire puternică a vremii pe o durată de mai multe milenii. Astfel, acum circa 6 000 de ani, Pămîntul a trăit un fel de „mică eră tropicală". Aşa cum ne-o dovedesc frescele descoperite în peşterile din Tassili, populaţiile Saharei trăiau din cultura pămîntului. Şi chiar mai tîrziu în timpul lui Herodot, Africa de Nord era considerată grînarul lumii antice.

Încălzirea excesivă a vremii a determinat însă şi producerea unor puternice uragane şi ploi torenţiale — ade-

vărate potopuri — care s-au abătut pe aproape toate meridianele globului. Cum era de așteptat, imensa calotă de gheață a cedat, s-a topit și nivelul apei oceanelor și mărilor s-a ridicat cu zeci de metri, cu toate că temperatura medie a planetei a crescut abia cu 10°C în zonele continentale și numai cu 2°C în cele oceanice. Aceste variații în evoluția termică a globului au atras și modificări substanțiale în ceea ce privește circulația generală a aerului.

A urmat apoi o perioadă de timp mai liniștită, care a durat cam între anii 1 000 și 500 î.e.n., în care se constată o ușoară răcire a vremii succedată apoi, de o perioadă ceva mai caldă. De fapt aceste alternanțe apar de-a lungul a mai bine de 1500 de ani, adică pînă în jurul anului 1 000 e.n., fără repercusiuni deosebite asupra climatului global.

Datele despre aspectul climei devin mai certe odată cu însemnările ce se fac mereu mai amănunțit asupra evenimentelor importante din viața omului, în care, nu sînt ocolite nici cele legate de aspectul vremii. De acum unitatea de măsură nu va mai fi mileniul, ci secolul. Astfel, începînd din secolul al X-lea pînă în secolul al XII-lea, nordul Europei și Americii de Nord, cunosc un climat mai blînd și mai uscat decît cel actual. Expedițiile vikingilor pînă pe țărmurile Groenlandei și Labradorului, sînt un argument în plus adus cercetărilor științifice. O răcire puternică se manifestă în secolele al XIII-lea și al XIV-lea, bine evidențiată îndeosebi în continentele emisferei boreale. Vikingii părăsesc prosperele lor colonii din Groenlanda, nu atît datorită presupuselor atacuri ale eschimoșilor, ci mai degrabă faptului că verdele pășunilor pe care păsteau mii de vite este tot mai mult cotropit de albul imaculat al ghețurilor.

Urmează o nouă modificare în aspectul climei prin o creștere a temperaturii în secolele al XV-lea și al XVI-lea ; apoi, începînd din a doua jumătate a secolului al XVI-lea, se înregistrează cea mai intensă răcire din istoria erei noastre, care a durat — e drept cu mici întreruperi — cam pînă la începutul secolului al XIX-lea. Unii climatologi au numit-o chiar „mica epocă glaciară" poate oarecum exagerat, deoarece în acest interval de timp temperatura medie a globului era doar cu 1—2°C mai coborîtă decît cea actuală.

Cam din anul 1840 se evidențiază o încălzire a climei, mai bine marcată în mările polare boreale, unde întinsele calote glaciare ce acopereau cîndva arhipelagurile Spitzbergen și Franz Joseph înregistrează un regres continuu, gheața retrăgîndu-se cam cu 1 200 m spre interior în numai 100 de ani. Acest fapt a adus după sine o extindere a zonelor de pescuit către nord, o diminuare a suprafețelor ocupate de ghețarii în derivă și o frecvență mai redusă a aizbergurilor, dușmanii perfizi ai navigației.

Încălzirea vremii a fost mai evidentă în perioada 1895—1945. În această perioadă, după unii cercetători planeta noastră a beneficiat de cea mai blîndă climă din ultimul mileniu, în care timp populația globului s-a dublat.

Dar după 1945 ? Oricît ar părea de ciudat, părerile climatologilor sînt împărțite !

După *Reid Bryson*, directorul Institutului de cercetări în legătură cu mediul înconjurător al Universității Wisconsin (S.U.A.) perioada 1895—1945 a fost cea mai anormală din ultimii 1000 de ani, fiind doar o scurtă întrerupere în „mica epocă glaciară", care a început în a doua jumătate a secolului al XVI-lea. El este principalul partizan al teoriei conform căreia : „Sînt în curs schimbări climatice foarte importante. Nu este vorba de fenomene de interes academic ; dacă această tendință continuă, însăși viața omului pe această planetă va fi influențată".

După Bryson, clima se îndreaptă spre o perioadă glaciară majoră. El argumentează cu o serie de date această teorie, considerînd că clima planetei este un sistem cu un echilibru foarte labil, ce posedă mecanisme de reacție deosebit de sensibile, care amplifică sau diminuează schimbările în curs. Astfel, pornind de la concluzia unanim acceptată că clima depinde de cantitatea de radiație absorbită de Pămînt și atmosferă, Bryson, consideră că această absorbție este în strînsă legătură cu albedoul total al planetei, care de fapt reprezintă o măsură a reflectivității sale.

Deci, cu cît suprafețele ocupate de zăpadă, ghețari și oceane vor fi mai întinse și cu cît va fi mai mare nebulozitatea în atmosfera planetei noastre, cu atît albedoul va fi mai mare, iar suprafața Pămîntului va fi mai rece. Presupunînd că suprafața planetei ar tinde să se încălzească, ar atrage după sine creșterea cantității de apă evaporată,

ce implicit va duce la sporirea nebulozității, ceea ce va face să crească albedoul și deci să scadă ritmul de încălzire a suprafeței terestre.

Dimpotrivă, dacă temperatura medie anuală a Pămîntului va înregistra un ritm constant de scădere, vor crește treptat suprafețele acoperite de zăpadă și gheață, ceea ce va duce la creșterea albedoului și deci a cantității de radiație solară reflectată, determinînd un ritm de răcire și mai avansat.

Un alt factor pe care Bryson îl alătură în sprijinul afirmației sale sînt marile erupții vulcanice, ce degajă necontenit în atmosfera terestră imense cantități de pulberi fine, care se mențin ani în șir. Astfel praful foarte fin rezultat în urma puternicei erupții a vulcanului Krakatoa din Indonezia din 1883 — considerată cea mai cumplită desfășurare vulcanică din cîte se cunosc în lume — a plutit nestingherit vreme de mai bine de 3 ani în atmosferă la înălțimea de 12—14 km. Tot erupții puternice s-au mai produs și în 1955 și 1956, în Indonezia și Mexic, cauzînd o creștere a cantității de precipitații, o scădere a transparenței atmosferei și a cantității de radiație solară directă, ajunsă pe Pămînt, fapt de altfel dovedit de măsurătorile făcute la o serie de stații meteorologice din Asia Centrală, Caucaz, R. P. Mongolă și Groenlanda.

Aceste pulberi fine emanate de vulcani — numite aerosoli — ajungînd în partea de jos a stratosferei, provoacă o creștere a temperaturii aerului la acest nivel, în schimb favorizează o scădere evidentă a temperaturii troposferei. Măsurătorile aerologice efectuate în 1963 după puternica erupție a vulcanului Agung din insula Bali (Indonezia) au constatat acest fapt.

Chiar dacă asemenea exemple par a nu fi așa de concludente pentru epoca actuală, ele au avut o influență deosebită asupra climatului la începutul cuaternarului, cînd s-a manifestat un adevărat paroxism al erupțiilor vulcanice, constatat dealtfel prin depunerile groase de sedimente de origină vulcanică din acea perioadă.

Asupra modificărilor climatice ale globului un rol foarte important îl are și activitatea umană. În ultimele două secole, prin arderea tot mai intensă a combustibililor fosili, ca urmare a dezvoltării impetuoase a industriei

în multe regiuni ale globului a crescut cantitatea de bioxid de carbon din atmosferă. Bioxidul de carbon lăsînd să treacă radiația cu lungime de undă mai scurtă, care alcătuiește cea mai mare parte a energiei ce o primim de la Soare, creează așa-numitul „efect de seră" al planetei, datorită faptului, că după ce a pătruns în atmosferă această radiație solară încălzește Pămîntul, reflectînd în aer undele infraroșii cu lungimi de undă mai mari. Dar pentru radiațiile infraroșii bioxidul de carbon este mai puțin transparent, energia calorică fiind astfel blocată și generînd o încălzire a planetei.

Începînd din a doua jumătate a secolului al XX-lea, cantitatea de bioxid de carbon eliminat în fiecare an în atmosferă ar fi cam de 5 000 000 000 t. După ecologul american *Kenneth Hare* de atunci aceste reziduuri cresc cu 3% pe an. Cercetătorul american *Stephen Schneider*, de la Centrul de cercetări atmosferice de la Boulder — California, prevede că în anul 2050 proporția de bioxid de carbon se va dubla, ceea ce va determina o încălzire a planetei în medie cu 2—3°C, iar cantitățile de precipitații vor crește cu 7%. Cunoscutul meteorolog american *William Kellogg* este chiar de părere că dublarea procentului de bioxid de carbon din atmosferă se va realiza spre sfîrșitul secolului, iar către anul 2100 temperatura globului va fi cu 6°C mai mare decît în prezent, ceea ce va duce la o secetă prelungită în principalele zone agricole din centrul Statelor Unite. După opinia acestui cercetător, încălzirea pronunțată va avea drept urmare și o topire completă a calotei glaciare, ce ar face ca nivelul oceanului planetar să crească cu 65 m. Desigur, o ipoteză sinistră !

Nu trebuie uitat însă că o mare parte din bioxidul de carbon eliminat în atmosferă este absorbit de suprafețele mărilor și oceanelor, precum și de păduri. Cu timpul, datorită defrișărilor tot mai intense a pădurilor tropicale, în special — care absorb cam 42% din cantitatea de bioxid de carbon — capacitatea pădurilor de reținere se va micșora considerabil. La fel și suprafața oceanelor a căror posibilitate de absorbție — datorită poluării tot mai intense se reduce din ce în ce.

După Bryson, însă, încălzirea globului datorată „efectului de seră" s-a diminuat considerabil după 1930, ca ur-

mare a creşterii tot mai accentuate a cantităţii de praf din atmosferă, produs fie de activitatea industrială, sau spulberat de pe vastele terenuri devenite aride ca urmare a păşunatului excesiv, ori degajat de pe terenurile arabile datorită mecanizării, cu ajutorul căreia se execută acum, într-un ritm rapid, anumite etape care la începutul secolului se făceau manual şi lent. De asemenea, un aport important îl are fumul produs în urma arderii plantelor lemnoase şi ierboase de pe terenurile ce se defrişează, pentru a fi folosite ca terenuri arabile. Acestora li se adaugă pulberile vulcanice şi saline (produse prin evaporarea aerosolilor marini).

Un rol însemnat în schimbarea echilibrului climatic al planetei îl joacă însăşi circulaţia generală a atmosferei, care în fond reprezintă un efort conjugat al naturii de a egaliza valorile termice ale planetei.

Nu se poate vorbi de schimbări structurale în circulaţia generală a aerului, dar la nivel local există unele modificări, ce explică anumite anomalii climatice. Astfel, în zona temperată a emisferei nordice la locul de întrepătrundere a maselor de aer arctic, ce se deplasează dinspre Polul Nord, cu aerul mai cald adus de vînturile vestice, ia naştere un veritabil „vîrtej circumpolar", cam la nivelul paralelelor 55—60° lat. N. Atmosfera se afla aici într-o continuă agitaţie, ca urmare firească a neomogenităţii suprafeţei subiacente, deoarece zonele oceanice sînt des întrerupte de întinse suprafeţe continentale şi ele neomogene din punctul de vedere morfologic. Pe măsură ce cresc diferenţele de temperatură între poli şi ecuator, cu atît intensitatea „vîrtejului circumpolar" se amplifică. De asemenea, o intensificare a circulaţiei polare atrage după sine o deplasare spre sud — uneori pînă la nivelul paralelei 45° lat. N. — a acestui „vîrtej circumpolar", în timp ce, dimpotrivă, o dezvoltare a circulaţiei tropicale împinge spre pol, zona frontală generatoare de puternice perturbaţii atmosferice.

Cercetătorul *Jérome Namias*, de la Institutul Oceanografic al Statelor Unite, explică tocmai prin aceste deplasări latitudinale a zonei frontale polare („vîrtejului circumpolar") aspectele deosebite ale vremii de pe teritoriul Statelor Unite amintite la început. Meteorologul britanic

Derek Winstanley consideră că secetele prelungite din Sahel și din nordul Indiei sînt o urmare firească a faptului că zona periferică a „vîrtejului circumpolar" în loc să se retragă spre nord în timpul verii, datorită încălzirii treptate a emisferii boreale, s-a menținut la nivelul paralelelor 45—50° lat. N., dînd astfel posibilitatea ca marea centură de aer descendent de deasupra tropicelor să se deplaseze spre sud. Curenții descendenți de aer au blocat vînturile musonice de vară, încărcate cu umiditate, împiedicîndu-le să pătrundă deasupra Sahelului și a Cîmpiei Indogangetice. Și tot datorită deplasării spre sud a „vîrtejului circumpolar" sînt explicate, de meteorologul englez, precipitațiile foarte abundente căzute în ultimul deceniu în țările limitrofe bazinului Mării Mediterane, în Europa Centrală și Sud-Estică ce au determinat inundații pe mari suprafețe, în timp ce în insulele Britanice s-au înregistrat cele mai scăzute precipitații medii anuale din întreg secolul al XX-lea. Este de la sine înțeles că, dacă această situație va persista, se va produce o dereglare în echilibrul climatic al planetei.

Reid Bryson consideră că există o legătură între comportarea vîrtejului circulației polare și tendința de răcire a vremii pe glob, care se manifestă și prin creștereadiferențelor de temperatură dintre ecuator și poli. El apreciază că : „vîrtejul circumpolar refuzînd să se mai deplaseze spre poli în timpul verii, se comportă ca și cum iarna ar persista tot timpul anului".

Tot Bryson este de părere că „efectul de seră" reprezintă una din cauzele dereglării produse în circulația musonică. Pe măsură ce bioxidul de carbon prezent în atmosferă permite o încălzire mai accentuată a suprafeței Pămîntului, comparativ cu straturile superioare ale atmosferei, va duce evident la creșterea diferențelor de temperatură între aerul din păturile inferioare ale Pămîntului și a celui din straturile superioare. În acest fel se va mări forța ce caracterizează mișcările ascendente ale aerului ecuatorial și se vor intensifica și extinde curenții descendenți de deasupra zonelor tropicale.

Meteorologul american *J. Murray Michell jr.*, nu este de acord cu afirmațiile lui Bryson, considerînd că toate aceste dereglări survenite în circulația generală a atmosfe-

rei au un caracter trecător şi sînt întîmplătoare. El este de părere că actuala tendinţă de răcire se va inversa, din motive naturale, ceea ce de fapt este specific echilibrului atît de labil al climei.

Academicianul sovietic *M. I. Budiko* susţine chiar o tendinţă de încălzire a climei globului, pe care o argumentează prin iernile blînde ale ultimilor ani din peninsula Scandinavă şi din sud-estul Europei, prin temperaturile mai ridicate înregistrate în Australia, Noua Zeelandă, Antarctica şi America de Nord, pe care le explică prin poluarea aerului. După savantul sovietic, consecinţele încălzirii climei nu pot fi tocmai îmbucurătoare, deoarece dacă această tendinţă s-ar generaliza, ar atrage după sine o topire a gheţarilor polari, ce va determina inundarea ţărmurilor mai joase şi deci distrugerea unor întinse suprafeţe cultivabile şi deteriorarea a numeroase porturi.

Cercetătorul *Stephen Schneider* a încercat să construiască un model matematic al schimbărilor climatice. El este de părere că sînt tot atîtea dovezi ce pledează pentru răcirea climei, cît şi pentru încălzirea acesteia, dar ajunge la concluzia că după o lungă perioadă de vreme caldă — pe care o consideră că a durat de la sfîrşitul secolului trecut pînă în 1960 — este posibil să urmeze totuşi o perioadă de răcire.

Unii cercetători apreciază că sistemul de modelare a climei este dotat cu multă inerţie, datorită marilor suprafeţe ocupate de apă, ce necesită un timp îndelungat ca să se încălzească. În funcţie de variaţiile termice ale globului, perioadele de schimbări în aspectul climei s-ar succeda la intervale cuprinse între 40 şi 100 de ani.

Nu trebuie deloc neglijată nici ipoteza autovariaţiei sistemului climatic al planetei, datorită interacţiunii permanente dintre atmosferă, oceanul planetar şi *criosferă*[1]. Această interacţiune, deosebit de complexă, poate provoca oscilaţii spontanee, ce stau la baza anumitor fluctuaţii climatice. După cercetările întreprinse în Groenlanda reiese că perioadele glaciare s-au ivit destul de neaşteptat. Uneori tranziţia între intervalele calde şi reci a durat doar 7—

[1] *Criosfera* reprezintă suprafeţele acoperite cu gheaţă ale planetei. (*Kryos* = gheaţă, în limba greacă).

10 ani. În U.R.S.S. au fost descoperiți mastodonți prinși în blocuri solide de gheață, în al căror stomac s-a găsit iarbă, digerată parțial. Cu alte cuvinte, ei au fost surprinși în timp ce mîncau, de o furtună de zăpadă, care a fost urmată de o răcire bruscă a vremii și gheața i-a... conservat timp de 10 000 de ani.

Astronomul american *Walter Orr Roberts*, de la Institutul Tehnologic din Massachusetts, consideră că schimbarea climei se datorește ciclului de 11 ani al petelor solare, care corespunde unor emisiuni explozive de scurtă durată de mari cantități de energie la suprafața Soarelui, ce ar influența comportamentul atmosferei și deci al climatului. Dar numeroase studii de corelare statistică inițiată în scopul identificării periodicităților analoge în manifestările climatice din trecut, nu au avut darul să demonstreze convingător această teorie.

Asemenea ipoteze privind schimbările ciclice în aspectul climei nu constituie o noutate. În 1940 astronomul iugoslav *M. Milankovici* a emis ipoteza că variațiile foarte lente ale repartiției anuale a energiei solare cît și a distribuției ei pe diferite latitudini, sînt datorate modificărilor cu caracter ciclic ale parametrilor orbitei terestre cauzate de perturbările provocate de alte planete. El considera că aceste variații au un rol determinant în schimbările climatului planetei noastre.

Desigur, toate acestea sînt ipoteze, care ascund fiecare un sîmbure de adevăr ; însă ceea ce preocupă pe oamenii de știință și nu numai pe aceștia, este tendința viitoare a climei. După cum s-a văzut părerile sînt împărțite. Dacă există unele incertitudini în ceea ce privește trecutul climei globului, bineînțeles că prevederile asupra evoluției climatului sînt și mai puțin sigure.

Dar, pentru ca incertitudinile să dispară, trebuie ca să se depună eforturi și mai mari în activitatea de cercetare. Programele inițiate sub egida Organizației Meteorologice Mondiale au ca punct important descifrarea condițiilor climatice ale globului. Volumul imens de date obținut, reclamă elaborarea unor modele fizico-matematice care să simuleze, cît mai fidel posibil ansamblul climatic al planetei noastre. Actualele modele bazate, în general, pe ecuații ale bilanțului energetic sînt desigur încă rudimen-

tare spre a furniza, cu un grad mare de certitudine previziuni climatice pe termen lung.

Ceea ce se poate realiza la ora actuală sînt unele indicii — de altfel prețioase — asupra consecințelor pe care le pot avea asupra echilibrului climatic existent unele schimbări reversibile a temperaturilor la suprafața oceanelor și mărilor și modificările privind întinderea criosferei.

Desigur, pe măsura perfecționării modelelor matematice și odată cu dezvoltarea mijloacelor de calcul, se vor realiza progrese însemnate și în elaborarea unor prevederi asupra evoluției climatului.

Pînă atunci, însă, este cert, că nu poate fi vorba de schimbări radicale în aspectul climei globului, ci doar de fluctuații inerente, mai ales dacă se ține seamă de echilibrul atît de labil al climatului.

CUPRINS

Cuvînt înainte 5

DE LA SĂGEȚILE SCIȚILOR CONTRA CERULUI
LA RACHETELE METEOROLOGICE 9

OCEANUL AERIAN 23

Element sau amestec de gaze ? 25
Cît cîntărește aerul ? 28
Relieful baric 33
Principalele centre de acțiune atmosferică de pe glob 36
Unde este limita superioară a atmosferei ? 44
Spre înălțimile oceanului aerian 47
Structura verticală a atmosferei 50
Primul „etaj" al atmosferei : troposfera, stratul vieții 60
Al doilea „etaj" — stratosfera — ne întîmpină cu noi surprize 65
Mezosfera nu este numai un „etaj" de trecere 67
„Etajul" celor mai ridicate temperaturi — termosfera 69
Ultimul „etaj" al oceanului aerian : exosfera 71
Dincolo de cele cinci „etaje"... 72
De ce este atmosfera într-o continuă mișcare ? 73

A DOUA MILIARDA PARTE
DIN CĂLDURA SOARELUI 82

Uriașa fabrică de energie 84
„Efectul de seră" al Pămîntului 90
Influența apei și uscatului asupra bilanțului caloric 91
Cum se măsoară temperatura aerului ? 93
Cum este repartizată temperatura aerului pe suprafața Pămîntului 97

ROLUL VAPORILOR DE APĂ
ÎN CUPRINSUL OCEANULUI AERIAN 107

Instrumente pentru măsurarea umezelii aerului 109
Norii 111
Diferite criterii de clasificare a norilor 113
Variaţia diurnă şi anuală a nebulozităţii 120
Precipitaţiile atmosferice 121
Instrumente pentru măsurarea precipitaţiilor
Repartiţia precipitaţiilor pe glob 124

NESTATORNICUL EOL 129

De la „peştera vînturilor" a lui Eol la... sateliţii meteorologici 131
Cum la naştere vîntul ? 135
Prin ce se defineşte vîntul 137
Musonii 141
Eol poate avea şi alte preferinţe...
Polul vînturilor 152
Şi la noi în ţară, Eol îşi are „emisarii" săi...

ATMOSFERA — PRIETEN ŞI INAMIC
AL OMULUI 156

Baguios, taifun sau... uragan 156
Poate ploua cu... nuci de cocos şi... 157
Miliarde de steluţe... 158
Cît cîntăresc 10 000 fulgi de zăpadă ? 161
Uriaşele fabrici de gheaţă 162
Nu este mereu „albă ca zăpada"...
Viscolul 165
Cînd gheaţa vine din... văzduh ! 167
600 picături de apă într-un cm³ de aer ! 171
Drama fregatei „Euridice" 173
Precipitaţiile orizontale 175
Inamicul conductorilor aerieni 176
Litometeorii 178
Decorurile şi trucajele atmosferei 180
Fenomenul roman sau „cearcînul Soarelui"
Coroana solară sau lunară 183

O minune optică a naturii 184
Fata Morgana și spectrul din Brocken 184
Electrometeorii 186
Fulgerul — o sursă de energie a viitorului ? 187
Globul de foc 192
Focul Sf. Elm 194
Aurora polară la... Pitești ? 195

PERTURBAȚIILE OCEANULUI AERIAN 198
Fronturile atmosferice 201
Ciclonii și anticiclonii 209
Ciclonii tropicali 215

CUM VA FI VREMEA MÎINE ? 219
Dacă ar fi existat o rețea de informare meteorologică... 220
Zeci de mii de telegrame 222
Veghea Meteorologică Mondială 226
Cum pot fi folosite telegramele sinoptice 229
Analiza hărții sinoptice 238
Și acum despre prevederea timpului 244
Programe și experiențe în cadrul Veghei Meteorologice Mondiale 252
Pentru ca timpul probabil să devină cît mai precis 255
Să fim previzioniști amatori ! 257

BAROMETRE VII 266

TERRA : „OAMENI, ÎNGRIJIȚI-MĂ !“ 273

OMUL ȘI CLIMA 282
Se schimbă clima Pămîntului ? 280

Bibliografie 298